

Геология и полезные ископаемые России

АРКТИЧЕСКИЕ И ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ

АРКТИЧЕСКИЕ МОРЯ



5

Книга 1

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ



ВНИИОкеангеология

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РОССИИ

В шести томах

Главный редактор В. П. Орлов

Заместители главного редактора

*И. С. Грамберг, Л. И. Красный, А. И. Кривцов,
Н. И. Лаверов, О. В. Петров, В. С. Сурков, А. Д. Щеглов*

Главная редакционная коллегия

*Б. А. Яцкевич, В. А. Амантов, Е. А. Басков, М. Д. Белонин, Г. М. Беляев,
Б. А. Блюман, Б. А. Борисов, Н. К. Булин, А. С. Вольский, В. А. Евстахин,
А. И. Жамойда, В. Л. Иванов, В. П. Кириков, И. В. Кунаев, А. Э. Конторович,
В. П. Коробейников, Н. С. Малич, К. А. Марков, В. Л. Масайтис,
Е. Е. Милановский, Н. В. Милетенко, Е. П. Миронюк, Б. М. Михайлов,
А. Ф. Морозов, В. Д. Наливкин, Л. В. Оганесян, Б. В. Петров,
Ю. Е. Погребицкий, В. К. Путинцев, В. К. Ротман, А. К. Соколовский,
О. И. Супруненко, В. М. Терентьев, А. Г. Тихомиров, В. Е. Хаин,
М. Г. Харламов, Г. Н. Шапошников, Ю. М. Шувалов, К. Э. Якобсон*

Ученый секретарь Н. Г. Власов

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
И МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ МИРОВОГО ОКЕАНА
(ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ)

Т о м
5

Арктические и дальневосточные моря

К н и г а 1

Арктические моря

Редакторы

И. С. Грамберг, В. Л. Иванов, Ю. Е. Погребницкий

Соредактор *О. И. Супруненко*

Редакционная коллегия пятого тома, книги 1

*И. Ф. Глумов, Д. А. Додин, А. Н. Евдокимов, Г. С. Казанин,
В. Д. Каминский, М. К. Косько, Л. И. Красный, В. Д. Крюков,
Ю. И. Матвеев, Р. Р. Мурзин, А. Ю. Опекунов, В. А. Поселов,
В. И. Ушаков, Г. А. Черкашев*



Санкт-Петербург • Издательство ВСЕГЕИ • 2004

Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря / ред. И. С. Грамберг, В. Л. Иванов, Ю. Е. Погребницкий. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 468 с. (МПР РФ, РАН, ВНИИОкеангеология).

ISBN 5-93761-056-3

Подведены итоги изучения геологического строения и минерально-сырьевого потенциала акватории арктических морей России с 1970-х до 2000–2001 годов.

Первая часть содержит сведения об арктической континентальной окраине в целом, о строении ее поверхности и современной геодинамике (орографии, рельефе дна, неотектонике, сейсмичности, седиментогенезе и т. д.), приводятся геофизические характеристики и описывается ее глубинное строение. Как синтез поверхностных и глубинных параметров дается геодинамическое районирование шельфа.

Во второй части подробно рассматриваются геологическое строение, история развития и минерализация четырех главных седиментационных бассейнов (Баренцево-Северокарского, Южно-Карского, Лаптевского и Восточносибирско-Чукотского), представляющих собой относительно автономные геодинамические подсистемы. Впервые в отечественной литературе приводятся всесторонние сведения о нефтегазоносности бассейнов – от общих геологических предпосылок до описания конкретных месторождений. Столь же детально описаны россыпная минерализация шельфа, а также рудные и нерудные полезные ископаемые островных поднятий.

В заключительной части на основе оригинальных методических разработок оцениваются геозкологические обстановки и анализируются перспективы освоения недр арктического шельфа как главного источника энергетического сырья для России в близкой перспективе.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, геофизиков, работников добывающих отраслей, руководителей субъектов Российской Федерации, преподавателей и студентов вузов.

Ил. 122, табл. 20, сп. лит. 481 назв.

Авторы

В. В. Авдюничев, Г. П. Аветисов, И. А. Андреева, Е. Г. Астафурова, Б. Г. Ваништейн, К. Г. Вискунова, В. Ю. Глебовский, И. С. Грамберг, В. Д. Дибнер, А. Н. Евдокимов, Н. К. Евдокимова, А. В. Зайончек, А. Г. Зипченко, В. Л. Иванов, А. М. Иванова, Н. М. Иванова, А. П. Каленич, О. А. Кийко, Б. И. Ким, Е. А. Кораго, М. С. Корнева, М. К. Косько, В. Г. Кузьмин, Д. В. Лазуркин, Е. М. Макарьева, С. П. Мащенко, Е. Е. Мусатов, В. Ф. Непомилуев, А. Ю. Опекунов, А. Д. Павленкин, В. И. Петрова, А. Л. Пискарев-Васильев, Ю. Е. Погребницкий, Л. В. Подгорных, В. А. Поселов, Ю. П. Семенов, А. Н. Смирнов, О. И. Супруненко, В. И. Ушаков, И. В. Школа, Д. С. Яшин

ISBN 5-93761-056-3

- © Министерство природных ресурсов Российской Федерации, 2004
- © Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, 2004
- © Коллектив авторов, 2004

GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES OF RUSSIA

Six volumes

Editor-in-chief *V. P. ORLOV*

Deputy editors-in-chief

*I. S. Gramberg, L. I. Krasny, A. I. Krivtsov, N. P. Laverov,
O. V. Petrov, V. S. Surkov, A. D. Shcheglov*

Scientific secretary *N. G. Vlasov*

Volume 5

Arctic and Far East Seas

Book i

Arctic Seas

Editors *I. S. Gramberg, V. L. Ivanov, Yu. Ye. Pogrebitsky*

Deputy editor *O. I. Suprunenko*

Geology and mineral resources of Russia. Six volumes. Volume 5. Arctic and Far East Seas. Book 1. Arctic seas / Editors I.S.Gramberg, V.L.Ivanov, Yu.Ye.Pogrebitsky. SPb.: VSEGEI Press, 2004. 468 p., (MNR of the RF, RAS, VNIIOkeangeologia). ISBN 5-93761-056-3

The book presents the results of studying geology and raw mineral potential offshore Russia Arctic seas since the 1970-es till 2000-2001.

The first part of the book contains information of the Arctic continental margin as a whole, the structure of its surface and modern geodynamics (orography, seafloor topography, neotectonics, seismicity, sedimentogenesis, etc.), geophysical parameters and deep structure. Geodynamic zonation of the shelf is presented as a synthesis of surficial and depth parameters.

The second part of the book presents detailed description of geology, development history and minerageny of four the main sedimentary basins (Barents-North Kara, South-Kara, Laptev and East Siberia-Chukchi) being relatively autonomous geodynamic subsystems. Comprehensive data of petroleum potential of the basins - from general geological backgrounds to description of certain occurrences - are given for the first time in Russian scientific literature. Placer minerageny of the shelf, ore and non-ore mining minerals of insular uplifts are considered in detail.

The conclusive part presents assessment of geoecological environments of the Russia Arctic Shelf and analysis of perspectives of exploring its interiors as the main source of energetic raw material for Russia in the nearest feature.

The book is intended for geologists, geophysicists, associates of production branches, leaders of state units under the Russian Federation, university lecturers and students.

122 figures, 20 tables, 481 references.

Authors

V. V. Avdyunichev, G. P. Avetisov, I. A. Andreeva, Ye. G. Astafurova, B. G. Vanshtein, K. G. Viskunova, V. Yu. Glebovsky, I. S. Gramberg, V. D. Dibner, A. N. Yevdokimov, N. K. Yevdokimova, A. V. Zaionchek, A. G. Zinchenko, V. L. Ivanov, A. M. Ivanova, N. M. Ivanova, A. P. Kalenich, O. A. Kiiko, B. I. Kim, Ye. A. Korago, M. S. Korneva, M. K. Kos'ko, V. G. Kuzmin, D. V. Lazurkin, Ye. M. Makar'yeva, S. P. Maschenkov, Ye. Ye. Musatov, V. F. Nepomiluyev, A. Yu. Opekunov, A. D. Pavlenkin, V. I. Petrova, A. L. Piskarev-Vasil'yev, Yu. Ye. Pogrebitsky, L. V. Podgornyykh, V. A. Poselov, Yu. P. Semenov, A. N. Smirnov, O. I. Suprunenko, V. I. Ushakov, I. V. Shkola, D. S. Yushin

ПРЕДИСЛОВИЕ

Насущной необходимостью для государств, развитых в экономическом отношении, является периодическое обобщение сведений по геологическому строению и полезным ископаемым их территории, что важно для поддержания благосостояния и высокого уровня промышленного производства. Такие обобщения осуществлялись в дореволюционной России сотрудниками Геологического комитета, а затем в СССР специалистами Государственной геологической службы и Академии наук. В последнее издание серии «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых» входят тома «Русская платформа» (т. 1, 1985), «Сибирская платформа» (т. 4, 1987), «Алтае-Саянский и Забайкало-Верхне-Амурский регионы» (т. 7, кн. 1 и 2, 1986, 1988), «Восток России» (т. 8), «Моря Советской Арктики» (т. 9, 1984), «Геологическое строение и минералогия СССР» (т. 10, кн. 1 и 2, 1989). Заключительные книги монографии, посвященные организации геологической службы и развитию минерально-сырьевой базы СССР, изданы в 1993 г. Перечисленные публикации отражают состояние знаний на начало — середину 1980-х годов.

В конце XX века назрела необходимость сделать новое обобщение, чтобы подвести итоги изучения геологического строения и полезных ископаемых, определить пути дальнейших поисков и освоения минеральных ресурсов (особенно дефицитных и новых их видов), а также рассмотреть геозоологические и сейсмостектонические условия суши и акваторий России и дать предложения по улучшению геозоологической ситуации и уточнению сейсмического районирования. Одновременно подвести итоги фундаментальных научных геолого-геофизических исследований, выполненных на территории России, с учетом результатов, полученных в сопредельных странах.

В настоящее время в Государственной геологической службе России существуют проблемы, возникшие из-за того, что при распаде СССР месторождения ряда полезных ископаемых оказались за пределами Российской Федерации. Принимая во внимание это обстоятельство, а также интенсивный рост добычи минерального сырья во всем мире и тот факт, что поиски новых месторождений в достаточно изученной стране всегда связаны с большими затратами средств и времени, особенно важно осуществить сводку новейших данных по геологии и минералогии России. При этом следует проанализировать и обобщить материалы, содержащиеся в многочисленных изданных и готовящихся к изданию комплексах Государственных геологических карт новых серий масш-

табов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000, в опубликованных монографиях и статьях, в решениях многих региональных совещаний.

В томах монографии, посвященных главным геолого-структурным подразделениям России, сосредоточены результаты комплексных региональных исследований глубинного строения литосферы, геологического строения и развития регионов. При этом дается научный прогноз распространения полезных ископаемых на соответствующих территориях и акваториях. Известно, что территория России и соседних государств Северной Евразии вместе с омывающими их морями — ключ к познанию закономерностей строения и размещения полезных ископаемых крупного сегмента Земли.

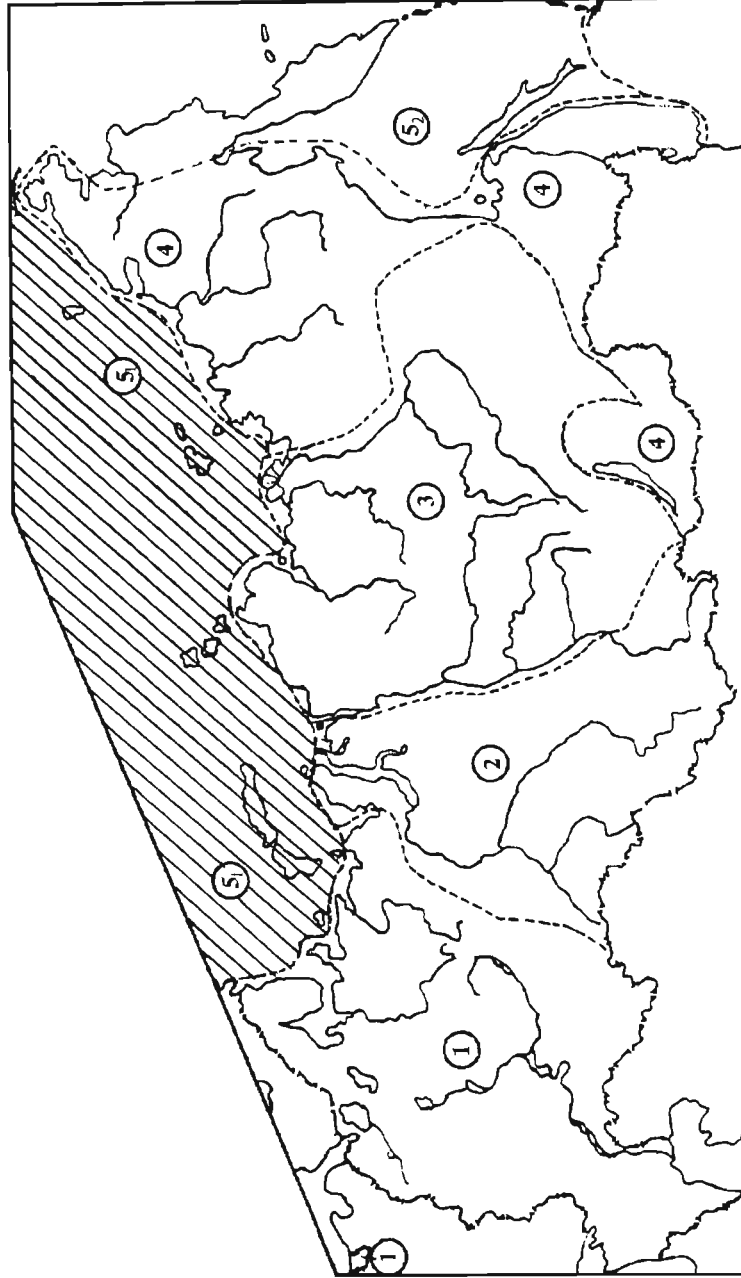
Монография «Геология и полезные ископаемые России» предназначена для широкого круга читателей: геологов разных специальностей, сотрудников геологических комитетов и территориальных администраций; предпринимателей, осваивающих месторождения полезных ископаемых; лиц, занимающихся изучением и охраной окружающей среды, предсказанием геологических катастроф; сотрудников научных учреждений, преподавателей и студентов старших курсов вузов.

Выход пятого тома монографии в свет — знаменательное событие для отечественной геологии.

Главная редколлегия

*Памяти
выдающегося исследователя
Арктики и Мирового океана
академика
Игоря Сергеевича ГРАМБЕРГА*

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ПО РЕГИОНАЛЬНЫМ ТОМАМ



Номера (в кружках) и названия региональных томов: 1 – Запад России и Урал; 2 – Западная Сибирь; 3 – Восточная Сибирь; 4 – Восток России; 5 – Арктические и дальневосточные моря (5₁ – Арктические моря – кн. 1; 5₂ – Дальневосточные моря, их континентальное и островное обрамление – кн. 2).

ВВЕДЕНИЕ

Игорь Сергеевич Грамберг – выдающийся ученый-естествоиспытатель и замечательный человек, на протяжении 30 лет бессменный директор НИИГА–ВНИИ-Океангеологии, действительный член Российской академии наук – известен в нашей стране и за рубежом как один из крупнейших исследователей геологии и минеральной Арктики и Мирового океана. Рассматривая создание данной монографии как приоритетную задачу для Института и лично для себя, он проявил незаурядные творческие и организаторские способности при планировании работы и на первых этапах подготовки рукописи. К несчастью, 19 октября 2002 г. ученого не стало. Завершали книгу его соратники и ученики, следуя его высоким профессиональным ориентирам.

Авторы книги считают долгом почтить память еще трех своих коллег и друзей, ушедших из жизни в самое последнее время. Это Сергей Павлович Машенков, Евгений Евгеньевич Мусатов и Игорь Васильевич Школа – яркие самобытные исследователи, оставившие свой след не только на страницах этой книги, но и во всей отечественной геологии.

* * *

Первоначальным планом подготовки шеститомной монографии «Геология и полезные ископаемые России» предусматривался выпуск единого тома 5 «Арктические и дальневосточные моря». Однако объем геолого-геофизической информации, накопленной по каждому из двух регионов, оказался настолько велик, а различия в их строении и истории развития настолько существенны, что Главной редакционной коллегией было принято решение о разделении тома «Арктические и дальневосточные моря» соответственно на две самостоятельные книги.

Предметом рассмотрения в этой книге является акватория окраинных морей Северного Ледовитого океана в границах российского сектора Арктики: моря Баренцево (восточная часть), Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское (западная часть) и расположенные в них острова. Их аномально широкий (до 1000–1500 км) шельф непрерывно обрамляет с севера всю территорию нашей страны от Мурманской области до Чукотского автономного округа, протянувшись через 11 часовых поясов, и занимает площадь более 4 млн км², примерно равную площади Западной Сибири.

В геолого-структурном отношении арктическая подводная окраина является переходной ступенью в геодинамической системе, объединяющей древний материк Евразии и активно развивающийся самый молодой на Земле Северный Ледовитый океан. В структурно-вещественной эволюции транзитали запечатлена сложная история взаимодействий в системе континент – океан. К сожалению, эта «летопись» нелегко поддается прочтению, тем более что на своем протяжении арктическая континентальная окраина контактирует с двумя автономными океаническими суббассейнами – Евразийским и Амеразийским, механизм формирования которых различен (и до конца не расшифрован). В силу этой причины и ряда других, которые будут

рассмотрены в книге, пассивная континентальная окраина Северного Ледовитого океана во многом не вписывается в классические представления о пассивной окраине атлантического типа.

И наконец, главное обстоятельство, определяющее значимость рассматриваемого региона: сегодня можно считать доказанным, что именно недра шельфа арктических морей России несут крупнейшие и, возможно, единственно реальные резервы углеводородного сырья для обеспечения экономического развития страны в XXI веке.

Еще в 50-е годы прошлого века НИИ геологии Арктики (ныне ВНИИОкеангеология) вышел на акватории Арктики с первыми, сначала рекогносцировочными, а затем все более планомерными геолого-геофизическими исследованиями, по результатам которых была дана первая высокая прогнозная оценка перспектив недр шельфа на энергетическое и минеральное сырье.

Отталкиваясь от этого предварительного прогноза, бывшее Министерство геологии и топливно-энергетические ведомства СССР в течение двадцатилетия (70–80-е годы) сумели оперативно развернуть и на современном уровне выполнить на арктическом шельфе беспримерный для нашей страны по масштабам и весьма успешный комплекс работ.

Исследования регионального плана включали кондиционные гравимагнитные съемки акватории, глубинное сейсмическое профилирование, бурение глубоких параметрических скважин на островах Баренцева и Карского морей. Они дали уникальный материал для интерпретации геофизических данных, государственную геологическую съемку островов м-ба 1 : 200 000.

Работами на нефть и газ, включающими и бурение глубоких скважин на акватории, была выявлена и подготовлена к освоению богатейшая Западно-Арктическая нефтегазоносная шельфовая провинция, в которой открыто более десятка месторождений нефти и газа, из них четыре гиганта.

На шельфе и островах Восточной Арктики выявлен ряд важных россыпных объектов, объединенных в рудные узлы и районы.

В последнее десятилетие прошлого века работы федерального уровня на арктическом шельфе России были резко сокращены. Определенный объем информации поступал от негосударственных недропользователей и зарубежных исследователей. Но главное – в эти годы осуществлялись обработка огромного накопленного массива геолого-геофизических данных на основе современных информационных технологий, их научное осмысление и обобщение, подготовка листов Государственной геологической карты м-ба 1 : 1 000 000 по акватории и т. п.

Первая в истории отечественных геологических исследований региональная сводка по геологии арктических морей (Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9: Моря Советской Арктики) была подготовлена и издана ВНИИОкеангеологией в 1984 г. как обобщение результатов работ десятилетия (70-е годы). Книга содержала богатейший и новый по тому времени геологический материал, однако проблемы минерального сырья затрагивались в ней лишь в самой общей форме, а геоэкологические вопросы не поднимались вовсе.

В последующие годы продолжалась публикация материалов по отдельным вопросам геологии и геофизики арктической континентальной окраины, а начиная с 90-х годов в печати стали появляться и конкретные сведения о ее нефтегазоносности и металлогении.

Широкий резонанс среди геологического сообщества имела изданная ВНИИОкеангеологией в 2000 г. под редакцией И. С. Грамберга, Н. П. Лаверова и Д. А. Додина небольшая по объему монография «Арктика на пороге третьего тысячелетия (ресурс-

ный потенциал и проблемы экологии)», содержащая обоснование рациональной стратегии освоения природных ресурсов Арктики, включая и шельф ее окранных морей.

В 2002 г. ВНИИОкеангеологией был также выпущен в свет капитальный труд объемом более 120 п. л. «Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология», посвященный 80-летию академика Игоря Сергеевича Грамберга. В его создании приняли участие более двухсот авторов из 56 академических и ведомственных организаций со всей России (главные редакторы чл.-корр. РАН Д. А. Додин и академик РАН В. С. Сурков). В многочисленных статьях этого уникального сборника рассматриваются общие аспекты проблем, обозначенных в названии книги. и приводятся (часто впервые в печатной литературе) сведения о многих ресурсных объектах разного ранга, выявленных на арктической суше и шельфе.

Ведущие авторы книги «Арктические моря» входили и в авторские коллективы названных публикаций. Они стремились сохранить преемственность взглядов, привлечь самые последние материалы и избежать ненужных повторений.

Предлагаемая читателю книга представляет собой современную, настолько возможно полную, последовательную и унифицированную сводку по геологии и полезным ископаемым арктического шельфа России.

Такая сводка применительно к полезным ископаемым приводится впервые в отечественной литературе, поэтому обилие и многообразие нового, ранее нигде не опубликованного минерагенического материала обусловило несколько увеличенный объем книги против первоначально принятого.

Накопленный за полвека исследований материал, касающийся всех аспектов геологии рассматриваемого региона — от особенностей формирования поверхности дна морей до мантийных неоднородностей под ними, — с очевидностью показывает, что Арктическая геодинамическая система, охватывающая Северный Ледовитый океан и наклоненные к нему части материков, контролирует развивающиеся на континентальной окраине дочерние подсистемы как региональные литосферные обособления. Эти подсистемы представлены седиментационными бассейнами, занимающими главные депрессии и существенно различающимися между собой по глубинному строению, истории развития и минерагенической специализации. В силу этого обстоятельства каждый бассейн требует отдельного, самостоятельного описания, что обуславливает общую структуру книги, отличающуюся от типовой формы.

Сводка соответственно разделена на три основные части. Первая объединяет материалы, характеризующие современное геодинамическое состояние арктической континентальной окраины России в целом, а также геофизические характеристики, проливающие свет на ее глубинное строение, и завершается разделом о геодинамическом районировании акватории.

Вторая часть посвящена описанию геологического строения и полезных ископаемых каждого из выделенных седиментационных бассейнов как относительно автономных внутриплитных структурно-вещественных подразделений. Эта часть максимально насыщена конкретной информацией о минерально-сырьевых ресурсах, связанных с особенностями строения и эволюции бассейнов, а также разделяющих их пограничных островных поднятий или орогенных барьеров, по своим масштабам сопоставимых с рудными районами суши. Следует подчеркнуть, что детальность описания как собственно бассейнов, так и островных поднятий далеко не равномерна. Это определяется, во-первых, значимостью объектов с позиций возможного освоения их минерально-сырьевого потенциала и, во-вторых, степенью их геолого-геофизической изученности, что, впрочем, напрямую зависит от первого фактора.

Кроме того, максимально сокращено описание по тем объектам, по которым недавно вышли крупные монографические публикации (Повосибирские острова, Северная Земля).

Третья часть книги посвящена проблемам геоэкологии и освоения недр шельфа. Впервые в отечественной литературе излагаются основы разработанной во ВНИИ-Океангеологии оригинальной методики оценки устойчивости природной среды арктических морей и приводится ее сводная геоэкологическая характеристика. Кратко анализируются состояние и перспективы освоения топливно-энергетических и минеральных богатств арктического шельфа России.

Отдельно помещена обобщающая работа академика И. С. Грамберга и соавторов «Сравнительная геология и минерагения осадочных бассейнов континентальных окраин России». Она готовилась как итоговая глава к единому по первоначальному замыслу пятому тому «Арктические и дальневосточные моря». Поскольку том был разделен на две книги, этот материал приводится в той и другой в том виде, как был представлен авторами.

Книга подготовлена коллективом геологов и геофизиков Всероссийского научно-исследовательского института геологии и минеральных ресурсов Мирового океана при участии Полярной морской геологоразведочной экспедиции и Санкт-Петербургского отделения Института литосферы окраинных и внутренних морей Российской академии наук; конкретное участие авторов отражено в оглавлении.

Естественно, что среди такой большой группы ученых – ведущих специалистов в своей области существуют различные подходы или точки зрения по отдельным вопросам. Некоторые спорные моменты отражены в тексте. Они указывают будущим исследователям на не до конца решенные проблемы.

Рукопись готовилась при финансовой поддержке РФФИ, проекты 03–05–65174, 03–05–64031, 02–05–65273.

Неоценимую помощь в создании авторского макета книги оказали сотрудники издательства ВНИИОкеангеологии Н. А. Леонтьева, Е. В. Бурыкина, А. И. Бурская и другие, за что авторы искренне им признательны.

ГЕОДИНАМИКА И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА АРКТИЧЕСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ РОССИИ

СТРОЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА

ОРОГРАФИЧЕСКОЕ ДЕЛЕНИЕ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА ДНА

Арктическая подводная континентальная окраина России включает в себя большую восточную часть Баренцева моря, полностью моря Печорское, Карское, Лаптевых и Восточно-Сибирское, а также западную часть (до 169° з. д.) Чукотского моря. С юга на север она простирается от береговой линии до бровки шельфа. Далее к северу располагается зона сочленения материк – океан. Это особая орографическая зона, объединяющая разнообразные континентальные склоны, подножия и аваншельфовые (батиальные) террасы. Ее граница с дном океанических котловин принимается за внешнюю границу континента и его геологических структур.

Поверхность дна названных морей имеет общий уклон в сторону бровки. В восточном секторе, объединяющем моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское, арктический шельф является типичной материковой отмелью. В западном (Баренцево-Карском) секторе он, напротив, заметно расчленен и переуглублен. На этом фоне отдельные моря представляют собой не замкнутые со стороны океана депрессии (гемидепрессии). Часть из них служит подводным продолжением низменных приморских равнин суши. Смежные депрессии разделены островными поднятиями. Каждая депрессия, наряду с общими особенностями, обладает и индивидуальными чертами рельефа дна.

Схема основных орографических элементов арктических морей России (рис. 1) построена по результатам системно-морфологического анализа (Ласточкин, 1991, 1998; Зинченко, 2000; Зинченко, Ласточкин, 2001) разнообразных отечественных и зарубежных карт рельефа дна м-бов 1 : 5 000 000 и крупнее, в том числе входящих в комплекты листов Госгеолкарты Российской Федерации. Используются также ранее опубликованные карты и схемы (Клёнова, 1962; Геоморфологическая карта..., 1966; Дибнер, 1978; Котенев, 1979; Ласточкин, 1982; Матишов, 1984, 1987; Геологическое строение..., т. 9, 1984; Геоморфологическая карта..., 1987; Ласточкин, Нарышкин, 1989; Орографическая карта..., 1995; Самойлович и др., 1993). В качестве границ орографических форм в основном приняты линии перегиба поверхности дна (гребневые, килевые, выпуклого или вогнутого перегиба). В результате проведенного анализа в рельефе дна исследуемых морей отмечены их характерные особенности.

Баренцевоморская депрессия в территориальных водах России граничит с материком только у Кольского полуострова. Далее на восток она последовательно сопрягается с внутриматериковой Беломорской депрессией и с шельфовой Печороморской. Новоземельское поднятие отделяет ее от Карской депрессии. К северу от Но-

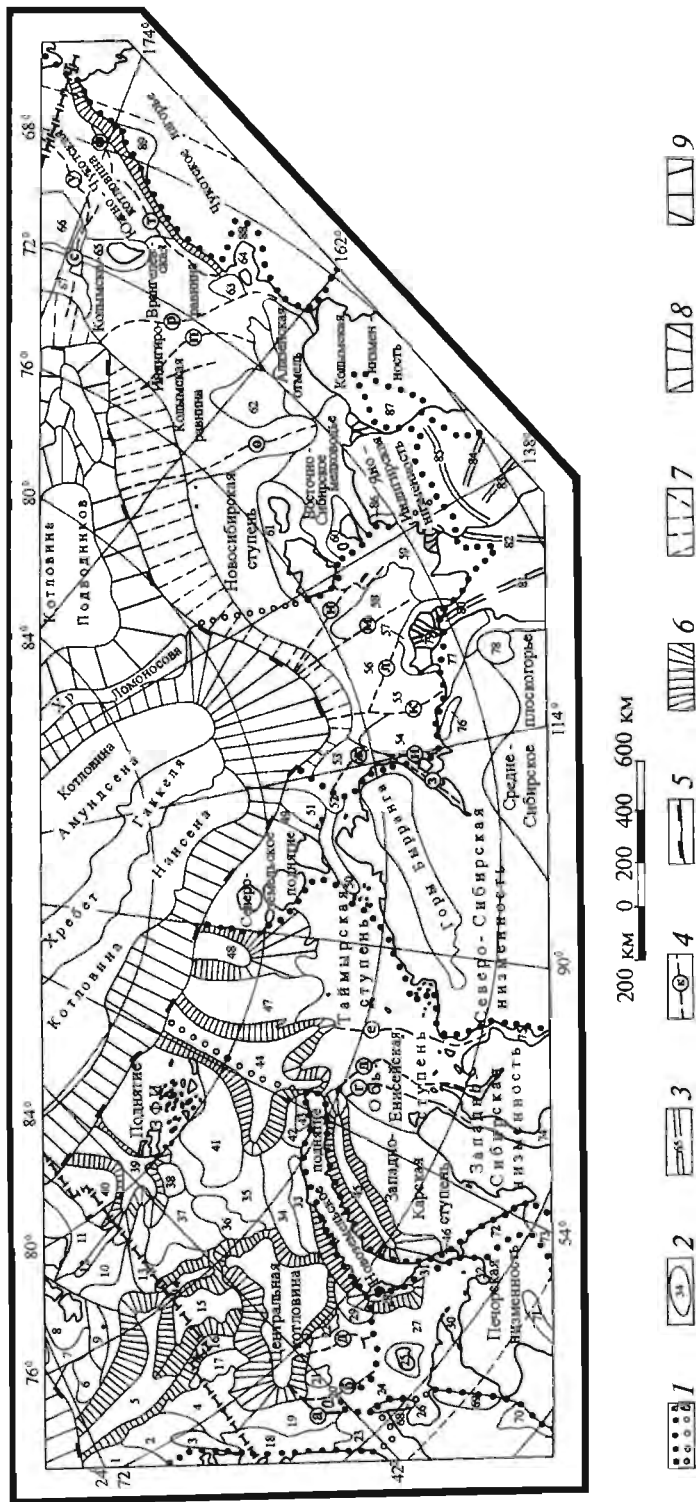


Рис. 1. Схема основных орографических элементов арктической континентальной окраины России и сопредельных территорий.

1 – границы депрессий (а – морфологически выраженные, б – условные); 2 – границы и номера орографических форм; 3 – отдельные горные хребты (на суше); 4 – подводные долины (а – желоб Нордлопет, б – Канинский желоб, в – Гусиный желоб, г – пра-Обь, д – пра-Гада, е – пра-Енисей, ж – пра-Хатанга – Анабар, з – пра-Хатанга, и – пра-Анабар, к – пра-Оленек, л – Западная пра-Лена, м – Восточная пра-Лена – (Омолот), н – пра-Яна, о – пра-Инди-гирка, п – Западная пра-Колыма, р – Восточная пра-Колыма, с – Западно-Чукотская долина, т – Восточная Южно-Чукотская долина, у – долина Хоул, ф – долина – (желоб Гершельда); 5 – бровка шельфа; 6 – склоны шельфовых желобов и впадин; 7 – окраинно-шельфовая наклонная равнина; 8 – континен-тальный склон Евразийского глубоководного бассейна; 9 – склоны террас и котловин Центрально-Арктической области океанических поднятий.

Цифры на схеме: 1 – плато Копытова, 2 – Нордкинское плато, 3 – впадина Дьюпрена, 4 – Финмаркенская равнина, 5 – Медвежинский желоб, 6 – Шпицбергенская банка, 7 – Зюйдландский желоб, 8 – Шпицбергенское поднятие, 9 – Надеждинское плато, 10 – желоб Короля Карла, 11 – желоб Орла, 12 – поднятие Короля Карла, 13 – возвышенность Персея, 14 – желоб Персея, 15 – Центральная возвышенность (плато), 16 – Демидовский желоб (седловина), 17 – Демидовское плато, 18 – Кольский желоб (Зюйдюпет), 19 – Мурманская возвышенность (банка), 20 – Южно-Канинское плато, 21 – Северо-Канинское плато, 22 – Гусиное плато, 23 – Канинская банка, 24 – Канинская ступень, 25 – Колгуевское поднятие, 26 – Чешская губа, 27 – Печороморская ступень, 28 – Южно-Новоземельский желоб, 29 – плато (седловина) Мошера, 30 – Печорская губа, 31 – седловина Карских Ворот, 32 – Хайпулярская губа, 33 – Западню-Новоземельский (Северо-Новоземельский) желоб, 34 – Новоземельская (Адмиралтейская) возвышенность, 35 – желоб Альбанова, 36 – возвышенность Кленовой, 37 – Северо-Баренцевская равнина, 38 – возвышенность Альбанова, 39 – желоб Франц-Виктория, 40 – плато Виктория, 41 – Северо-Восточная возвышенность, 42 – плато Литке, 43 – желоб Литке, 44 – желоб Св. Анны, 45 – Восточно-Новоземельский желоб, 46 – Вайгачское поднятие, 47 – Центрально-Карская возвышенность, 48 – желоб Воронина, 49 – желоб Старокадомского, 50 – желоб Вилькицкого, 51 – Малотаймырская возвышенность, 52 – Малотаймырский желоб, 53 – Таймырский ступенчатый склон, 54 – Анабаро-Оленекская возвышенность, 55 – Усть-Ленская отмель, 56 – Центральная Лаптевоморская ступенчатая равнина, 57 – авандельта Лены, 58 – Столовая возвышенность, 59 – Усть-Янская отмель, 60 – Ляховское поднятие, 61 – поднятие Анжу, 62 – Восточно-Сибирская терраса, 63 – Шелагская отмель, 64 – Чаунская губа, 65 – Врангелевское поднятие, 66 – возвышенность Геральда, 67 – Северо-Чукотская равнина, 68 – край Канинский Камень, 69 – край Северный Тикан, 70 – край Средний Тикан, 71 – града Чернышова, 72 – край Пай-Хой, 73 – Полярный Урал, 74 – Обская губа, 75 – Енисейский залив, 76 – край Прончищева, 77 – край Кулар, 78 – плато Кыстык, 79 – дельта Лены, 80 – Хардулакские горы, 81 – хр. Орулан, 82 – хр. Кулар, 83 – хр. Черского, 84 – Селенянский хр., 85 – край Полоуэний, 86 – возвышенности «гранитных островов», 87 – Кондаковское плоскогорье, 88 – Чаунская низменность, 89 – Ванкаремская низменность.

вой Земли граница проводится условно по желобу Св. Анны. Выход депрессии к бровке шельфа осложнен системой окраинно-шельфовых плато и поднятий, разделенных глубокими трогообразными желобами. Главные черты рельефа дна Баренцева моря определяются блоковым характером неоструктуры и значительным размахом плиоцен-неоплейстоценовых движений, вызванным процессами океанообразования в сопредельных областях. На этом фоне современный облик рельефа складывался в условиях чередования трансгрессий и регрессий, а также смены климатических и океанологических обстановок.

Массивы суши повсеместно отделены от Баренцевоморского шельфа крутыми склонами, вдоль побережий практически отсутствует полоса мелководья. Берега, как правило, слабо изменены морем. Их морфологические особенности определяются в первую очередь геологической структурой. Береговые процессы, реки и ледники лишь моделировали рельеф побережий.

По особенностям рельефа дна в Баренцевоморской депрессии различаются три области: приматериковая (Кольско-Канинская), центральная – внутришельфовая и внешняя – окраинно-шельфовая. Основные орографические формы Кольско-Канинской области, такие как Кольский желоб (Зюйдюпет) и Мурманская возвышенность, отчетливо линейны и вытянуты вдоль побережья. Поперечные к нему морфолинеаменты имеют значительно меньшую протяженность и определяют главным образом детали внутреннего строения крупных форм. Наиболее мелководным районом рассматриваемой области является Канинская банка с глубиной дна 60–90 м. В Кольском желобе отметки достигают 250 м и более. В его днище, слабо наклоненном на северо-запад, прослеживаются цепочки узких линейных впадин, зачастую разделенных такими же узкими грядами.

Мурманская возвышенность (банка) отделена от Кольского желоба относительно крутым склоном высотой 100–150 м. Наиболее возвышенная ее часть имеет глу-

бину 110 м. Предполагается, что в формировании морфоскульптуры большую роль здесь сыграли процессы подледного гравитационного седиментогенеза в конце позднего неоплейстоцена (Арктический шельф..., 1998). Кольский желоб и Мурманская возвышенность оформились в результате инверсии рельефа в позднем неоплейстоцене (Государственная..., 2001). На Кольском шельфе у побережья Мурман широко развит грядовый рельеф, обусловленный рельефом коренных пород. На глубине до 100–150 м выявлены краевые морены поздневалдайского Скандинавского ледника.

Для центральной области Баренцево-мурской депрессии характерны глубокие внутришельфовые впадины и желоба, разделенные денудационными плато и возвышенностями, угловатые очертания которых предопределены разломно-блоковой неоструктурой. Большинство морфоструктур данной области прямо наследует структуру осадочного чехла. Границы орографических форм подчиняются главным образом перекрестной системе линейментов север-северо-западного и северо-восточного направлений (преимущественно 300–320 и 30–60°). Доля субмеридиональных морфолинейментов возрастает в северной части области. Крупные формы рельефа, как правило, ограничены четко выраженными склонами высотой до 200 м, изредка более.

Наиболее крупными орографическими единицами в центральной области являются Северо-Баренцевская равнина, осложненная плато и возвышенностями (Персея, Альбанова и Клёновой), желоб Альбанова, а также Центральная котловина (впадина)* вместе с окружающими ее возвышенностями – Центральной, Демидовской и Новоземельской (Адмиралтейской). Вдоль границы с Печороморской депрессией тянется порог, в который входят структурно-денудационные плато Южно- и Северо-Канинское, Гусиное и Моллера. Они отделены друг от друга глубоко врезаемыми субпараллельными долинами, которые традиционно называются желобами: Норд-Юпет, Канинское и Гусиное, невзирая на их очевидное отличие от широких трогообразных желобов, расчленяющих более глубоководные районы Баренцево-Карского шельфа. Наиболее крупные и возвышенные плато Северо-Канинское и Гусиное характеризуются глубинами 60–70 м, а плато** Моллера и Южно-Канинское располагаются на отметках 100–120 м. Возникновение этих инверсионных форм обусловлено дифференцированными движениями позднего неоплейстоцена – голоцена (Государственная..., 2000а; Махотина, 1982).

Глубина дна в пределах внутришельфовой области Баренцева моря колеблется в широких пределах. На возвышенностях Новоземельская и Персея, а также на плато Альбанова они составляют 70–100 м, увеличиваясь на Центральной возвышенности до 150–180, а на Демидовской – до 200–230 м. Неодинаковы и глубины днищ отрицательных форм, достигающие 200–250 м в Западно-Новоземельском желобе, 240–280 м – в Демидовском, 300–320 м – в желобах Персея и Альбанова и 320–390 м – в Центральной котловине.

В приновоземельской части Баренцева и Карского морей обособляется ансамбль субпараллельных линейных морфоструктур, представленных внутришельфовыми желобами и сопряженными с ними линейными платообразными возвышенностями. Склоны желобов крутые, а днища широкие и плоские. Со стороны Баренцева моря

* Ее также называют желобом Самойлова.

** Плато Моллера до сих пор сохраняет свое историческое название, хотя является седловиной. Погруженное относительно Гусиного плато и Новоземельского поднятия, оно возвышается над Центральной котловиной и Южно-Новоземельским желобом.

в этот ансамбль входят два желоба: Южно- и Западно-Новоземельский, а также крупная Новоземельская (Адмиралтейская) возвышенность, со стороны Карского моря – протяженный глубокий Восточно-Новоземельский желоб с примыкающей к нему на востоке цепочкой небольших денудационных плато. Ядром ансамбля является Новоземельское поднятие. За исключением Восточно-Новоземельского желоба все формы прямо наследуют структуры доновейшего заложения.

Центральная котловина имеет неправильные угловатые очертания. Ее окружают склоны высотой до 150–200 м, сверху четко ограниченные бровками, а снизу вогнутыми перегибами. Западный склон котловины, приуроченный к флекуре осадочного чехла, плавно меняет свою ориентировку с северо-западной на юге до меридиональной у подножия Центральной возвышенности.

С востока к нему примыкает самая глубокая часть наклонного днища котловины, которое здесь представляет собой цепочку отдельных, сравнительно небольших впадин глубиной 370–390 м (на севере 320 м). Отсюда дно котловины ступенями поднимается на восток. У подножия Новоземельского поднятия оно уже располагается на глубине 260–300 м. В целом Центральная котловина отвечает крупной впадине осадочного чехла.

Склоны возвышенностей, впадин и желобов Баренцевоморского шельфа осложнены долинами и ложбинами, врез которых обычно не превышает 20–30 м. Их возникновение связывается с субаэральными этапами развития территории в неоплейстоцене, когда было сформировано несколько генераций речной сети (Ласточкин, 1982; Мусатов, 1998). Верхние отрезки долин самые молодые, они соотносятся с сартанской (поздневалдайской) регрессией. Падение уровня моря тогда составило около 100 м, возможно, несколько больше (Авенариус, Дунаев, 1999; Арктический шельф..., 1998; Геологическая..., 1999, 2000). По другим оценкам (Данилов, Власенко, 1999), уровень моря в это время не опускался ниже отметок 50 м. Ориентировка эрозионных форм зачастую подчинена системе диагональных линейментов. Особенно ярко это проявляется на возвышенностях Клёновой и Центральной. Помимо современных подводных долин зафиксировано несколько генераций погребенных речных долин (Ласточкин, 1982; Мусатов, 1998).

Предметами острых дискуссий остаются масштаб развития на шельфе Баренцева моря последнего оледенения и его рельефообразующая роль. О том, что на внутреннем Баренцевоморском шельфе оно распространено ограниченно, свидетельствуют отсутствие признаков поздневалдайского оледенения на Южном острове Новой Земли, данные о непрерывном существовании в позднем неоплейстоцене морского бассейна на дне Центральной котловины (К вопросу позднечетвертичного..., 1999), хорошая сохранность субаэрального рельефа в широком диапазоне глубин, а также характер распространения предполагаемых маргинальных образований (Авенариус, Дунаев, 1999; Арктический шельф..., 1998; Геологическое строение..., 1984; Государственная..., 1999, 2000а, 2000б; Ласточкин, 1982; Самойлович и др., 1993). Предполагается, что на шельфе Баренцева моря поздневалдайское (сартанское) оледенение было локализовано в областях, непосредственно примыкающих к Кольскому полуострову и Северному острову Новой Земли, а также было развито в северной части шельфа, откуда южный край ледника мог выдвигаться в район Центральной возвышенности (Государственная..., 2000а). Не исключается существование на отдельных возвышенностях небольших неактивных ледников и снежников.

Во внешней окраинно-шельфовой области Баренцевоморской депрессии рельеф дна приобретает еще большую по сравнению с внешним шельфом кон-

трастность. Здесь отмечены максимальные градиенты высот и глубин и наибольшая на всем Баренцевоморском шельфе крутизна склонов. В районе Земли Франца-Иосифа и желоба Св. Анны перепад отметок между положительными и отрицательными формами достигает 1000 м и более. Для большинства форм окраинно-шельфовой области характерны угловатые очертания. Наиболее дифференцирован рельеф на поднятии Земли Франца-Иосифа. Острова архипелага разделены узкими глубокими желобами-проливами, которые контролируются диагональной системой тектонических нарушений (290–310, 40–50°). Желоба имеют плоские днища, отдельные фрагменты которых погружены до глубины 500–600 м, изредка более.

Крупные окраинно-шельфовые желоба Баренцева моря (в территориальных водах России это желоба Франц-Виктория и Св. Анны) выходят на континентальный склон, рассекая его верхнюю часть. Для них характерны висячие устья, крутые склоны и плоские ступенчатые днища, глубина которых направленно возрастает в сторону глубоководного бассейна. В желобе Франц-Виктория она превышает 400 м, а в желобе Св. Анны составляет более 600 м. К югу, подчиняясь диагональной системе нарушений, желоба разветвляются на несколько сегментов, торцово сочленяющихся друг с другом. Местами на дне желобов прослеживаются не компенсированные осадками реликты неоплейстоценовых речных долин. Погребенные плиоцен-четвертичными осадками палеодолины более ранних генераций, по данным НСП, имеют величину вреза 100–150, а местами и 200 м (Мусатов, 1998). Ведущая роль в образовании глубоких впадин и желобов центральной и окраинной областей Баренцева моря принадлежит к дифференцированным неотектоническим движениям, достигшим максимального размаха в конце позднего неоплейстоцена и продолжившимся в голоцене (Геологическое строение..., т. 9, 1984; Махотина, 1982; Мусатов, 1989).

Печороморская депрессия, представляющая собой подводное продолжение Печорской низменности и соответствующая северной части Печорской плиты, ограничена на востоке краем Пай-Хой и продолжающим его Вайгачским островным поднятием, а на севере – южным окончанием Новоземельского поднятия. На западе депрессия выходит за географическую границу Печорского моря (проводимую у о. Колгуев) и тянется вдоль края Канинский Камень. Основные орографические формы депрессии представлены Печороморской ступенью, Южно-Новоземельским желобом, островным Колгуевским поднятием. Глубина дна в основном не превышает 100 м и достигает 200 м только в желобе. Границы орографических элементов и очертания береговой линии в значительной мере контролируются системой диагональных линеаментов север-северо-западного и северо-восточного направлений.

Морская, преимущественно аккумулятивная равнина Печороморской ступени от побережья полого погружается к северу. Глубина дна при этом медленно возрастает до 100–120 м. Самый мелководный район с отметками до 60 м располагается между о-вами Колгуев и Вайгач. В рельефе ступени в виде слабовыраженных ложбин прослеживаются реликты субаэральной гидросети. Они относятся к самой поздней генерации, сформированной во время регрессии конца позднего неоплейстоцена. В районах неотектонических погружений (на привайгачском шельфе и в районе Карских Ворот) подводные долины сохранились несколько лучше, в то время как на остальной площади они заметно переработаны морем. Замкнутый Южно-Новоземельский желоб отделен от Печороморской ступени пологим склоном с четко выраженной бровкой. Противоположный, прилежащий к Новоземельскому поднятию

склон желоба более крутой, он осложнен уступами, которые обусловлены серией разломов, ограничивающих с запада Новоземельский ороген.

На поверхности дна Печорского моря выявлены созданные волнами аккумулятивные формы. Местами на отметках 40–50 и 60–70 м сохранились реликтовые бары, сформированные при более низких стояниях уровня моря. Для побережья характерны мелководные заливы-губы. Самая крупная из них, Печорская, отчленена от открытого моря протяженным подводным баром, в теле которого приливно-отливными процессами выработана серия ложбин и каналов стока (Суздальский, Куликов, 1997). На других отрезках побережья с этими процессами связано формирование песчаных и илистых осушек. Наряду с аккумулятивными берегами, в создании которых принимают участие как поперечные, так и продольные потоки наносов, широко развиты абразионные и термоабразионные берега.

Карская депрессия заключена между Пайхойско-Новоземельскими поднятиями и желобом Св. Анны на западе и Таймырско-Североземельским поясом поднятий на востоке. На севере она открыта в сторону котловины Нансена Северного Ледовитого океана. По строению дна Карская депрессия делится на северную и южную части, граница между которыми может быть проведена по линии м. Желания – о-ва Известий ЦИК, т. н. погребенного Северо-Сибирского порога (Погребницкий, 1971). Южная часть Карской депрессии является подводным продолжением пластовых равнин Западно-Сибирской низменности. В ее пределах обособляются две ступени: выровненная мелководная (глубиной до 50 м) Обь-Енисейская* и погруженная относительно нее, осложненная многочисленными глубокооврезанными долинами, – Западно-Карская. Последняя граничит на западе с Восточно-Новоземельским желобом, который тянется вдоль всего архипелага Новая Земля и отделен от верховий желоба Св. Анны узкой перемычкой (порогом Брусилова).

Глубина в днище желоба превышает 300 м, достигая в центральной, самой погруженной части 400 м (в отдельных локальных переуглублениях несколько более). Мощность рыхлых отложений в желобе мала (10–25 м) и местами не превышает точности измерений геофизическими методами (Приновоземельский шельф..., 1995). Желобу присуще ступенчатое строение как в продольном, так и в поперечном направлениях. Террасы и некоторые крупные гряды на его склонах и в днище скорее всего обусловлены оседанием отдельных блоков (Государственная..., 2000б).

Западный, более крутой склон желоба имеет уклон около 1°, иногда немногим больше. Как выявлено работами МАГЭ, до глубин 150–200 м он осложнен троговыми долинами и поясом моренных гряд, которые маркируют наинизший уровень опускания внешнего края Новоземельского ледника в сартанское время. Восточный склон желоба в целом более пологий, хотя на некоторых участках, приуроченных к разломам, его уклон возрастает до нескольких градусов. Этот склон осложнен оползнями, а также густой сетью долин, выработанных суспензионными потоками. Нередко указанные долины являются продолжением речной сети, развитой на Западно-Карской ступени. Ведущая роль в формировании желоба принадлежит к неотектоническим движениям позднего неоплейстоцена – голоцена (Махотина, 1982; Мусатов 1989). Из экзогенных процессов наибольшее значение имели гравитационные, активизировавшиеся по мере углубления желоба. Следов речной сети и признаков ледниковой экзарации, по результатам геологической съемки, проведенной МАГЭ, в днище желоба не выявлено.

* Ее также называют Ямало-Гыданским мелководьем.

Западно-Карская ступень отличается преобладанием выработанного, густорасчлененного эрозионного и эрозионно-денудационного рельефа с резкими перепадами глубин, который не типичен для арктического шельфа. Наиболее приподнятые участки ступени представлены обособленными мелкими платообразными денудационными возвышенностями и серией террасовидных площадок на глубине 50–60, 70–80, 90–110 (120) и 130–150 м. Их контуры обычно изрезаны верховьями многочисленных подводных долин. Эрозионная сеть на Западно-Карской ступени имеет очень сложное строение. Преобладающее направление долин меридиональное, вследствие чего подводная эрозионная сеть нередко имеет параллельный рисунок. Ширина долин составляет 10–20 км, глубина вреза 30–70 м. Для них характерны крутые склоны, коленообразные изгибы и замкнутые переуглубления дна (10–50 м, изредка более). Нередко эрозионный рельеф является унаследованным, в разрезе может насчитываться до пяти генераций палеодолин (Приновоземельский шельф..., 1995). Наряду с отмеченными особенностями это свидетельствует о том, что в развитии долинной сети важное значение имел структурный контроль.

На Обь-Енисейской ступени преобладает выровненный рельеф, сформированный в ходе послеледниковой трансгрессии, сменившей сартапскую регрессию. Реликтовый субаэральный рельеф в пределах ступени представлен подводными долинами Оби, Гыды и Енисея, – неглубокими линейными понижениями, местами с трудом трассируемыми. Широкая подводная долина пра-Оби имеет характер эстуария, подобного современной Обской губе. Она прослеживается до Восточно-Новоземельского желоба, где срезается его склоном. Мелкие долины суспензионных потоков, развитые на этом склоне, никак не связаны с пра-Обью и представляют собой более молодые и совершенно самостоятельные образования. К востоку от долины пра-Енисея располагается обширная мелководная (до 60 м), изобилующая островами и мелкими возвышенностями Таймырская ступень.

Внешняя окраинно-шельфовая часть Карской депрессии представляет собой систему поперечных бровке шельфа желобов и разделяющих их возвышенностей. В направлении с запада на восток в нее входят желоба Св. Анны, Воронина, прол. Шокальского, а также желоб Старокадомского* (между о-вами Большевик и Старокадомского) и Малотаймырский, расположенный к востоку от о. Малый Таймыр. Последний завершает цепь эпиконтинентальных желобов, рассекающих внешний шельф Западно-Арктической провинции от Шпицбергена до Таймыра. Глубина в них в пределах Карского моря чаще составляет 200–300 м и лишь в желобе Св. Анны превышает 600 м. Боковые уклоны желобов достигают максимальных для шельфа величин 0,01–0,02. Центральная Карская возвышенность, так же как и возвышенности окраинно-шельфовой зоны Баренцевоморской депрессии, характеризуется денудационным рельефом. Она осложнена неглубокими узкими желобами и несколькими мелкими возвышенностями, увенчанными о-вами Уединения и Визе. Весь окраинно-шельфовый пояс развивался в тесной связи с прилегающими районами глубоководного бассейна. Предполагается, что резкое погружение желобов и обособление поднятий и возвышенностей связаны здесь с дифференциацией блоковой структуры в позднем неоплейстоцене и, возможно, голоцене (Мусатов, 1989).

Лаптевоморская депрессия располагается между Таймырским п-вом и островными поднятиями Анжу и Ляховское. Ее южная граница проходит по склонам кражей Прончищева, Чекановского, по северным отрогам Хараулахского хребта и под-

* Название не является общеупотребительным.

ковой замыкается на суше у подножий хребтов Черского, Селенняхского и Святоносской цепи «гранитных островов». На севере Лаптевоморская депрессия открыта в сторону Евразийского глубоководного суббассейна и представляет собой его эпиконтинентальное замыкание, вследствие чего Лаптевоморский шельф образует подобие амфитеатра. Подводные долины разделяют его на несколько секторов. В рисунке морфолинеаментов прослеживаются элементы системы лаптевоморских поздних мел-кайнозойских рифтов.

Глубины на большей части моря не превышают 50 м, нарастая только в узкой полосе наклонной равнины внешнего шельфа. Наибольшие уклоны дна (около 0,003) приурочены к юго-западному подводному склону п-ова Таймыр, а также к западному склону Столбовой возвышенности (там где она граничит с долиной Восточной пра-Лены). В рельефе внутреннего шельфа выделяется диагональная полоса линеаментов, которая лежит на продолжении Западно-Арктического континентального склона. Она прослеживается от бровки шельфа до восточного края Ленской дельты и на значительном протяжении связана с подводной долиной Западной пра-Лены. Северо-западную часть шельфа занимает Таймырский ступенчатый склон с площадками на глубине 45–60 и 60–70 м, которые наклонены в сторону побережья. В этом районе Арктический шельф России имеет наименьшую ширину. Подводные долины здесь тянутся вдоль ступеней и открываются в Малотаймырский желоб.

Островные поднятия в море Лаптевых единичны и невелики по размерам. Юго-западная часть внутреннего шельфа рассечена подводными долинами пра-Хатанги, пра-Анабара и пра-Оленека на ряд плосковершинных мелководных возвышенностей. Пространство между восточным и западным рукавами пра-Лены занято Центральной Лаптевоморской равниной, которая состоит из серии террас, погружающихся в сторону бровки шельфа. Отдельные банки в пределах Столбовой возвышенности представляют собой реликты островов, сложенных многолетнемерзлыми породами, которые были размыты здесь во второй половине XX в. (Жигарев, Совершаев, 1984).

Субаэральная гидросеть, реликты которой прослеживаются в рельефе Лаптевоморского шельфа, была выработана во время сартанской регрессии конца позднего неоплейстоцена. В основном она четко выражена, однако отдельные ее фрагменты сильно переработаны, как предполагается, на этапах стабилизации уровня трансгрессирующего моря (Ласточкин, 1982; Holmes and Creager, 1975). Судя по рисунку долинной сети, в отдельных ее звеньях могли иметь место речные перехваты, обусловленные новейшей тектоникой. Как показали исследования на прилегающей суше, это явление весьма характерно для рек, впадающих в море Лаптевых (Морфоструктурный анализ..., 1979), поэтому соотнесение подводных долин с той или иной современной речной системой отчасти носит условный характер. Предполагается, что во время сартанской регрессии весь Лаптевоморский шельф был осушен. Пересекавшие его реки достигали континентального склона. В ходе последовавшей за тем трансгрессии максимальному выравниванию подверглись возвышенные участки. В развитии рельефа шельфа и берегов большую роль сыграло разрушение многолетнемерзлых пород.

Восточно-Сибирско-Чукотская депрессия ограничена на западе поднятиями Анжу и Ляховского, а также цепью «гранитных островов» Святоносско-Котельнической зоны. На юге депрессия сопрягается с Яно-Индибирской и Колымской низменностями, а к востоку от Шелагского мыса граничит с Чукотским нагорьем. Островные поднятия встречаются редко и в отличие от Западно-Арктического шельфа не выходят к бровке шельфа. Для основных орографических границ характерны про-

стирания, согласные с береговой линией и бровкой шельфа, а также ортогональные к ним. Несмотря на выровненность и невыразительность рельефа, морфологический анализ позволяет разграничить отдельные элементы. При этом выявляется достаточно высокая степень соответствия рельефа геологической структуре. Консерватизм структурного плана в первую очередь проявляется в наследовании границ отдельных блоков, в то время как площадные морфоструктуры могут быть как прямыми, так и обращенными.

В Восточно-Сибирском море обширные площади дна характеризуются глубиной менее 30 м. В северном и восточном направлениях они медленно нарастают до 60 м. И только на внешнем шельфе, где уклоны дна увеличиваются, отметки достигают 200–300 м. Бровка шельфа погружается в восточном направлении. Если напротив хр. Ломоносова она располагается на глубине около 100 м, то в районе котловины Подводников и в Чукотском море – на отметках около 200–250 м. Рельеф дна преимущественно морской аккумулятивный со следами субаэральной речной сети. В отдельных районах встречаются формы, обусловленные деградацией многолетней мерзлоты.

Внутренний шельф Восточно-Сибирского моря выровненный и очень однообразный. На этом фоне выделяются пологие валообразные возвышенности. Наиболее контрастные формы представлены островными поднятиями и линейными впадинами разделяющих их проливов. Они сосредоточены на западе Восточно-Сибирского моря (поднятия Анжу и Ляховского) и востоке (поднятие Врангеля). Другой особенностью рельефа дна являются подводные долины, в основном лежащие на продолжении магистральных речных систем суши. Если пра-Инди-Гирка имеет спрямленную долину, то долины в восточной части моря, в частности пра-Колыма, испытывают резкие коленообразные изгибы, по-видимому, обусловленные блоково-разрывным характером неоструктуры. Показателем в этом отношении протянувшийся вдоль берега субширотный отрезок долины Колымы. На внешнем шельфе количество подводных долин возрастает. Характерен их преимущественно параллельный рисунок. В местах слияния нескольких долин на внешнем шельфе возникают циркулоподобные формы.

Особенностью Восточно-Сибирского моря является широкое развитие аккумулятивных гряд типа подводных баров (Никифоров, 1984). Серии баров нескольких генераций окружают о-ва Анжу, а также выступ побережья между дельтами Инди-Гирки и Колымы. Как было выявлено на шельфах других морей, подобная унаследованность, возможно, связана с наличием растущих антиклинальных поднятий. Среди берегов Восточно-Сибирского моря преобладают термоабразионные. Важную роль в системе побережья играют также дельты Колымы и Инди-Гирки (Никифоров, 1984).

Подводный склон Чукотского п-ова предопределен глубинным разломом, который разделяет мелководный шельф и гористое побережье. Перепад высот при этом не превышает 500 м. Вдоль берега тянется цепочка узких лагун, отделенных от моря барами. В рельефе шельфа обособляются внутренняя Южно-Чукотская котловина (впадина) и внешняя Северо-Чукотская равнина. Они разделены линейной возвышенной областью, которая приурочена к Врангелевской структурной гряде и объединяет такие орографические формы, как поднятие о. Врангеля и возвышенность Геральда.

В Южно-Чукотской котловине, отвечающей прогибу осадочного чехла, глубина дна не превышает 55 м. Соединение ее с внешним шельфом осуществляется через узкий желоб Геральда, к которому устремлена подводная гидрографическая сеть. Ее рисунок отчетливо обусловлен тектонической структурой. Западная и Восточная Южно-Чукотские долины вдоль подводного склона Чукотки не обнаруживают не-

посредственной связи с конкретными речными системами суши. Они сливаются в долине Геральда, а еще ниже по течению соединяются с долиной Хоуп, берущей начало в зал. Коцебу. При пересечении Геральдско-Врангелевской возвышенной области желоб Геральда имеет вид ущелья, врезанного на 40–50 м. К северу от 72° с. ш. он испытывает коленообразный изгиб, а севернее около 73° с. ш. раскрывается в сторону Северо-Чукотской равнины. В устьевой части желоба Геральда выявлена вложенная наклонная терраса, тыловой шов которой расположен на глубине 90–110 м. Имеются данные (Геоэкология..., 2001), что время от времени вследствие речного перехвата основной сток осуществлялся не через желоб Геральда, а по долине, огибающей с востока Врангелевско-Геральдскую область.

Северо-Чукотская равнина располагается в пределах Северо-Чукотского прогиба. Серией пологих ступеней она погружается к бровке шельфа. На глубине 65, 175 и 200 м, судя по морфологическим особенностям рельефа, имеют место крупные реликтовые бары. Подводные долины, берущие начало на поднятии Врангеля, образуют сеть центробежного рисунка. В то же время многочисленные субмеридиональные подводные долины на возвышенности Геральда с врезом до 20–30 м параллельны друг другу. Предположительно они контролируются группой разломов того же простиранья.

Наряду с особенностями строения дна отдельных депрессий арктического шельфа России обращает на себя внимание различие между двумя его секторами: западным (Баренцево-Карским) и восточным (Лаптевско-Чукотским). Для первого характерны значительная расчлененность и переуглубленность, для второго – мелководность и выровненность. Различно также и строение внешнего шельфа. В западном секторе он представляет собой цепь возвышенностей и поднятий, разделенных глубокими желобами, поперечными к бровке шельфа, а в восточном – единую, в основном монотонную наклонную равнину. Если на Баренцево-Карском шельфе имеет место локальное развитие ледниковой морфоскульптуры, возникшей во время последнего оледенения, то на Восточно-Арктическом шельфе, по мнению большинства специалистов, она отсутствует. Граница шельфа и материковой суши наиболее контрастно проявлена в рельефе побережий Баренцева и Карского морей, где в узкой зоне происходит резкий переход к глубоководным участкам морского дна. Относительные превышения при этом могут превосходить 1000 м. На гористом побережье восточно-арктических морей этот контраст не столь велик за счет отмелого дна. Особенно плавный переход от суши к морскому дну имеет место там, где к побережью выходят обширные низменные приморские равнины.

Зона сочленения материк – океан, обрамляющая с севера арктическую континентальную окраину России, неоднородна по латерали. В Евразийском суббассейне она сопрягается с абиссальными равнинами котловин Нансена и Амундсена и отделяется от шельфа ясно выраженной бровкой. Высота континентального склона здесь меняется мало и составляет 3000–3500 м (Рельеф дна..., 1999). К западу от 60° в. д. континентальный склон четко отделен от субгоризонтального днища котловины Нансена линией вогнутого перегиба. Восточнее он подстилается слабонаклонным подножием, с которым сопрягается очень плавно. В котловине Амундсена континентальный склон сначала следует вдоль шельфа моря Лаптевых, но потом меняет свое направление и далее сопровождает уже хр. Ломоносова. В море Лаптевых наблюдается горцовое сочленение западного и восточного отрезков континентального склона. Повсеместно широко развиты подводные каньоны.

Зона сочленения материк – океан на востоке арктической континентальной окраины России контактирует с хребтами и батинальными впадинами Центрально-Арк-

тической области океанических поднятий. Разграничение субоксанических и субконтинентальных структур на этом отрезке требует привлечения геофизических данных. Помимо склонов и подножий в строении зоны перехода здесь участвуют крупные аваншельфовые террасы. Бровка шельфа местами неотчетлива. Склон глубоководного суббассейна редуцирован по высоте, которая составляет немногим более 2000 м. Линия подножия в котловинах Подводников и Чукотской располагается на глубине около 2600 м (3400–3800 м в котловине Нансена).

Указанные геоморфологические различия в сочетании с геофизическими данными привели к выводу, что рассмотренные зоны сочленения принадлежат к глубоководным суббассейнам двух различных морфоструктурных типов (Объяснительная записка..., 1999). Согласно этим представлениям, Евразийский суббассейн имеет океаническую природу и подчинен осесимметричному спредингу, а Амеразийский представляет собой комплекс блоков погруженного континента.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Выделенные по орографическим признакам обширные депрессии, контролируемые морской седиментогенез, и разделяющие их поднятия с денудационным рельефом являются наглядным выражением соотношений областей погружения и относительного воздымания на новейшем этапе геологического развития региона. Выявление же внутренней структуры депрессий по амплитудам нисходящих движений и количественных показателей воздымания пограничных структур сопряжено с известными трудностями, особенно ощутимыми в условиях недостаточной и неравномерной изученности арктической подводной окраины (Николаев, 1988; Грачев, 1996; Новейшая..., 1998). Для Печорского, Баренцева и юго-западной части Карского морей сейсмоакустическая изученность в целом отвечает региональной стадии (около 100 000 км профилей), в то время как для Карского моря и моря Лаптевых – не более чем рекогносцировочной стадии (несколько тыс. км профилей). Для Восточно-Сибирского и Чукотского морей имеются лишь единичные профили, поэтому представления о неотектонической структуре шельфов этих морей основываются главным образом на косвенных данных. В аналогичном состоянии находится большинство районов подвижного пояса, приуроченного к зоне сочленения материк – океан.

Тем не менее, на основании прослеживания на шельфе высокочастотным геоакустическим профилированием погребенного под донными осадками базального пенеплена или коррелятных ему горизонтов удастся оценить суммарную амплитуду новейших погружений относительно современного уровня геоида. По результатам выделения и корреляции на сейсмограммах несогласий в напластовании кайнозойских отложений и свойственных им фаций за базовый пенеплен принимается предмиоценовая (по аналогии с прилегающей сушей) поверхность субаэрального выравнивания (Новейшая..., 1998; Мусатов, 1996). Она перекрыта осадками от миоценовых до современных включительно. Местами на островных поднятиях признаки предмиоценового пенеплена сохранились на поверхности или вскрыты скважинами в виде стратиграфических и угловых несогласий, сопровождаемых иногда реликтами кор выветривания.

Признаки базального пенеплена в основании верхнекайнозойского чехла установлены практически для всех районов шельфа Северного Ледовитого океана, где проводилось сейсмоакустическое профилирование. На рис. 2 представлена схема неотекто-

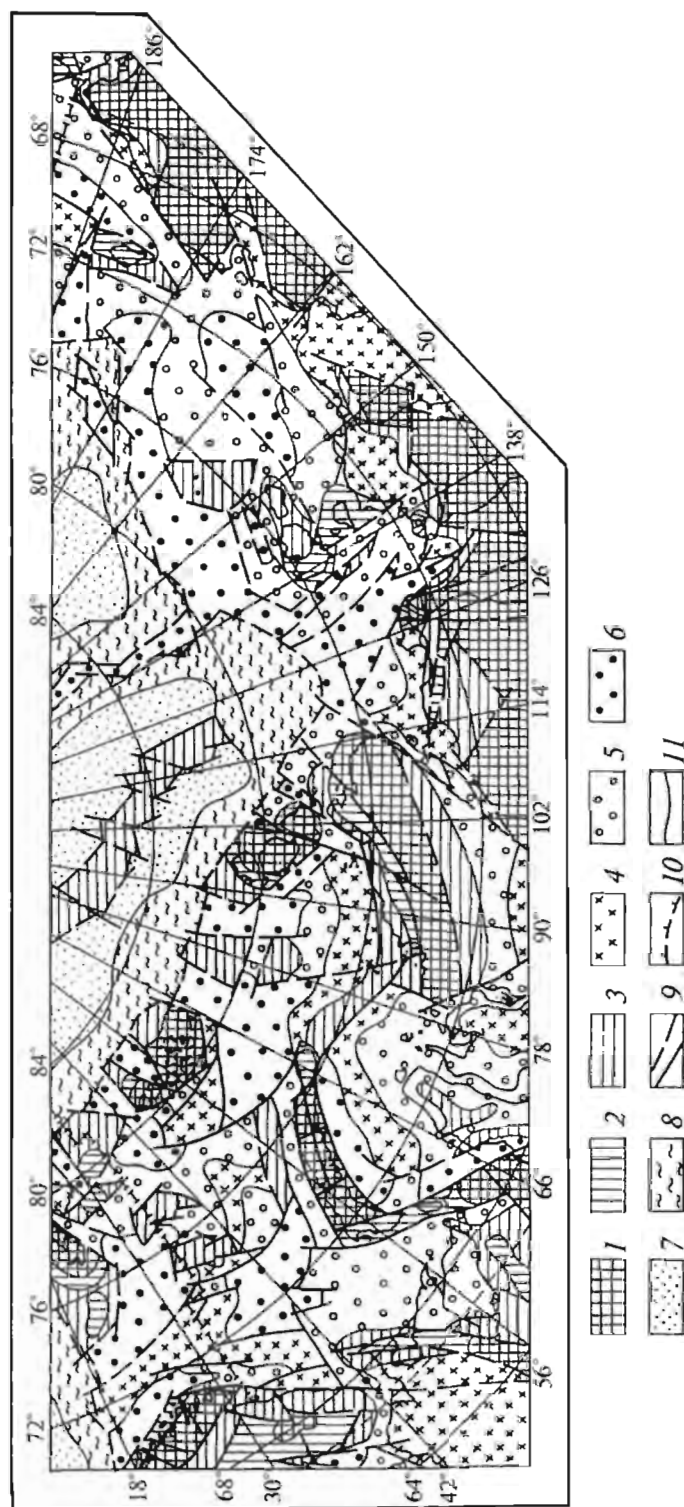


Рис. 2. Схема режимов новейших вертикальных движений земной коры.

1-7 - неотектонические режимы (1 - активных, 2 - умеренных и 3 - слабых воздыманий, 4 - стабильного развития, 5 - слабых, 6 - умеренных и 7 - активных погружений); 8-11 - прочие обозначения (8 - флексуно-разломные зоны материковых склонов, 9 - новейшие разломы, 10 - линеативные сбросы, 11 - границы областей с различными типами неотектонических движений).
Границы депрессий показаны на рис. 1.

нического районирования арктической континентальной окраины России. Она соответствует последней Карте новейшей тектоники севера Евразии, составленной в м-бе 1 : 5 000 000 под редакцией А. Ф. Грачева (Новейшая..., 1998), где арктические регионы отображены по материалам ВНИИОкеангеология. Согласно этим данным, неотектоника Арктического шельфа характеризуется описываемыми далее особенностями.

Баренцевоморская депрессия является морфологическим выражением одноименной эпиконтинентальной окраинно-материковой плиты и наследует положение верхнепалеозойского – мезозойского седиментационного бассейна. Внешними ограничениями плиты являются каледониды севера Норвегии и карелиды Балтийского щита на юге и ранние киммериды Новой Земли на востоке, а с запада и севера – флексурно-разломные зоны Норвежско-Гренландского и Евразийского сегментов Северного Ледовитого океана.

В новейшей структуре Баренцевоморской депрессии выделяется система впадин и прогибов с амплитудами молодых тектонических погружений до минус 300...минус 450 м, протянувшихся от Нордкапского и Медвежинского желобов на юго-западе плиты через Центральную котловину к желобу Св. Анны. Их разделяют новейшие поднятия и горсты (Медвежинско-Надеждинское, Персея, Центрально-Баренцевское, Адмиралтейства и др.) со знакопеременными неотектоническими движениями от +100 до минус 150 м. Мощность неоген-четвертичных отложений даже в наиболее погруженных частях не превышает 100–150 м, сокращаясь на поднятиях до 5–25 м. Таким образом, Баренцевоморская депрессия является ареной интенсивных неотектонических прогибаний, не компенсированных седиментацией. Впадины и прогибы наследуют положение пермско-раннемеловых рифтогенных структур, установленных сейсмическими работами в осадочном чехле (Сенин и др., 1989; Осадочный чехол..., 1993) и связанных с крупными сдвиго-раздвиговыми зонами. Лишь несколько таких грабенов (Тромсё, внешняя часть Медвежинского и Франц-Виктория) новообразованы в позднем кайнозое, и именно они характеризуются максимальной глубиной. В целом региональный фон погружения Баренцевоморской депрессии на новейшем этапе составляет 205 м.

Вдоль материкового склона Евразийского суббассейна тянется подвижный пояс окраинно-шельфовых глыбово-блоковых поднятий, фиксируемых в современном рельефе арх. Свальбард и Земли Франца-Иосифа. Они рассечены глубокими (до минус 500...минус 600 м) желобами Стуре, Франц-Виктория и Британского канала, поперечными бровке шельфа и отражающими новейший процесс деструкции земной коры. Подвижный пояс, приуроченный к зоне сочленения материк – океан, характеризуется амплитудами новейших воздыманий от +500...+1500 м на островах и архипелагах и величиной молодых погружений до минус 400...минус 500 м в разделяющих их желобах. Это сопоставимо с суммарными значениями неотектонических движений на пограничных с Баренцевоморской депрессией структурах, достигающими +200...+500 м на Кольском п-ове и +250...+1500 м на Новой Земле.

Печороморская депрессия представляет собой подводное продолжение обширной плоской депрессии, формирующейся на месте Печорской плиты. В акватории ее пограничными структурами являются Вайгачско-Новоземельское поднятие, Канин Камень как продолжение Тиманского кряжа и флексурно-разломная зона на юго-восточном борту Южно-Баренцевской впадины. Максимальные погружения наблюдаются в зоне Южно-Новоземельского прогиба, наследующего простираение Коротаихинского прогиба на суше, а также в подводных продолжениях Мореюской и Адзвинской впадин. Амплитуда нисходящих движений там от минус 200 до минус 300 м, а молодой осадочный чехол характеризуется наличием миоцен-четвертичных

песчано-глинистых отложений мощностью до 150–250 м. Это основные депоцентры в пределах Печороморской депрессии. Их местоположение унаследовано от юрско-мелового этапа развития. Средние амплитуды новейших погружений на Печороморском шельфе составляют 135 м. Неотектонические воздымания пограничных поднятий не превышают 200–250 м в Вайгач-Новоземельской области и 100–200 м на п-ове Канин Нос.

Карская депрессия подразделяется на Северо- и Южно-Карскую депрессии. Северо-Карская депрессия является северо-восточным продолжением Баренцевоморской. С юго-запада она ограничена слабым поднятием кровли фундамента, формирующим Северо-Сибирский (Брусилова) порог, с юго-востока – выступом фундамента С. Таймыра и о. Большевик, а с севера и северо-востока – континентальным склоном Евразийского суббассейна. Максимальные мощности верхнекайнозойских отложений до 50–100 м выявлены в депоцентрах осадконакопления, унаследованных от позднепалеозойско-мезозойских седиментационных этапов, где амплитуды новейших опусканий достигают 200–300 м.

Напротив, внешняя, северная периферия Северо-Карской депрессии характеризуется автономным развитием в кайнозое. Мощности неоген-четвертичных осадков там не превышают 10–20 м, а основные структуры новообразованы на неотектоническом этапе. Амплитуды новейших движений составляют минус 400...минус 700 м, будучи максимальными для всей окраинно-материковой плиты. Желоба Св. Анны и Воронины рассекают область краевых шельфовых поднятий, протянувшихся на севере депрессии от Земли Франца-Иосифа через Центрально-Карскую возвышенность, включающую поднятия о-вов Визе и Ушакова, к Северной Земле. Величины новейших воздыманий в этой области, как на С. Таймыре и в горах Бырранга, составляют +100...+750 м.

Южно-Карская депрессия является северной периферийной частью Западно-Сибирской плиты и граничит на востоке с орогеном Бырранга и Северо-Таймырским выступом, на западе – с Полярноуральско-Новоземельским орогеном, а на севере – с Северо-Сибирским порогом. В неотектонической структуре депрессии выделяется Южно-Карская моноклираль со знакопеременными новейшими движениями и амплитудой +100...минус 200 м, где с суши п-ова Ямал тянется ряд унаследованных прогибов северо-западного простирания. Самый крупный из них – Байдарацкий, обрамляющий поднятие Пай-Хой, где величины новейших погружений достигают минус 250...минус 300 м. Мощность неоген-четвертичных осадков от 30 до 150 м. Молодые тектонические опускания в значительной степени компенсированы седиментацией, а депоцентры неоген-четвертичного осадконакопления чаще всего наследуют положение палеогеновых и мезозойских. Исключением является Восточно-Новоземельский грабен-желоб с современными глубинами до 450 м. При этом мощность верхнекайнозойских отложений, подстилающихся нижнемеловыми породами, составляет 5–30 м. Интенсивные, не компенсированные седиментацией неотектонические погружения в желобе оцениваются величинами 300–400 м. Это сближает данную структуру с окраинно-шельфовыми желобами Баренцевской и Северо-Карской депрессий. Общее погружение Южно-Карской депрессии в новейшее время составляет около 150 м.

Лаптевоморская депрессия является шельфовым периклинальным замыканием Евразийского океанического суббассейна. Внешними ограничениями Лаптевоморской депрессии на западе служат поднятия Таймыра и Северной Земли, на юге – древние структуры Сибирской платформы, на юго-востоке – складчатые сооружения Верхоянья, а на востоке – Новосибирская ветвь мезозойского. В новейшей структуре депрессии выделяется ряд грабен-рифтов (Омолыйский, Усгь-Ленский, Святоносско-Бельковский, Анисинский) с величинами новейших погружений до минус 250...300 м, которые практически полностью компенсированы седиментацией. Мощность неоген-

четвертичных отложений достигает здесь первых сот метров. Депоцентры молодого осадконакопления унаследованы от позднемелового – палеогенового времени, когда и была заложена наблюдаемая система рифтогенных структур Лаптевоморской депрессии. Максимальные амплитуды новейших воздыманий в пределах морфоструктур обрамления оцениваются в +50...+100 м на Новосибирских о-вах, до +500...+1000 м в Верхоянье и до +100...+150 м в прилегающих частях Сибирской платформы и Анабарского щита.

Новейшая тектоника Лаптевоморской депрессии определяется наличием здесь дивергентной границы Евразийской и Северо-Американской плит, которая прослеживается по системе сдвига-раздвиговых зон до зал. Буор-Хая. Геодинамические обстановки интенсивного растяжения на неотектоническом этапе привели к общему опусканию депрессии с амплитудами до минус 200...минус 250 м, которое было компенсировано за счет терригенного сноса с растущих в новейшее время складчатых структур мезозойд.

Восточно-Сибирско-Чукотская депрессия совпадает с северо-западной (шельфовой) частью Восточно-Сибирско-Чукотской материковой окраины. Внешними ограничениями депрессии служат с юга мезозойды Северо-Востока России, с запада – их ветвь, протянувшаяся с материка через Ляховские о-ва на о-ва Анжу. Мощность неоген-четвертичных отложений в пределах депрессии нигде точно не установлена, но, судя по выположенному рельефу дна с глубиной до 80–100 м, новейшие опускания почти полностью компенсированы седиментацией, характер которой наследуют, видимо, верхнемеловые – палеогеновые депоцентры. Амплитуды новейших движений в пределах шельфа Восточно-Сибирского моря составляют минус 100...минус 150 м, увеличиваясь до минус 200...минус 250 м в компенсированных прогибах и рифтогенных грабенах, установленных работами МОВ ОГТ близ границы с Лаптевоморской депрессией. Восточнее палеодолины Колымы, рассекающей весь шельф, протянулись субширотные пологие поднятия, на продолжении которых находится о. Врангеля. С севера и юга их сопровождают широкие впадины с амплитудами новейших погружений до минус 200 м и более. Величины неотектонических поднятий на о. Врангеля составляют +100...+200 м.

Шельф Чукотского моря занимает самую восточную часть Арктической окраины России и отличается плоским рельефом с глубиной дна до 60–80 м. Слабодифференцированные неотектонические движения здесь имеют амплитуды минус 50...минус 100 м. Из-за отсутствия сейсмоакустических данных и скважин мощности новейших отложений здесь определенно установить не удастся. Но, судя по положению в разрезе выявленных по данным сейсморазведки самых молодых позднеолигоценовых несогласий, можно предполагать, что мощность новейших отложений составляет первые сотни метров. В новейшей структуре Чукотского шельфа выражено субширотное валлообразное поднятие, к вершине которого приурочен о. Врангеля, а также небольшой о. Геральда с останцом древних граносиенитов. С севера и юга оно ограничено новейшими впадинами, где амплитуды неотектонических движений увеличиваются до минус 120...минус 150 м. Между о-вами Врангеля и Геральда с величинами молодых тектонических воздыманий до +100 м расположен субмеридиональный желоб Геральда (Чукотский) с амплитудами новейших погружений до минус 200 м и более.

Коренное отличие Западно- и Восточно-Арктических шельфов состоит в расчлененности дна первых при абсолютных отметках глубин до минус 500...минус 600 м и выположенности рельефа вторых, характеризующихся преимущественно отметками до минус 60...минус 100 м. Эти геоморфологические черты отражают особенности их неотектонической структуры. Баренцевоморская и Северо-Карская депрессии развиваются по периферии молодого спредингового Евразийского суббас-

сейна, который замыкает Лаптевоморская депрессия. Восточно-Сибирско-Чукотская депрессия примыкает к океаническим хребтам Ломоносова и Менделеева и древнему Амеразийскому сегменту Северного Ледовитого океана. Для Западно-Арктических шельфов характерны интенсивная неотектоническая раздробленность, широкое развитие переуглубленных желобов, не компенсированные седиментацией погружения. Восточно-Арктическим шельфам свойственны минимальные градиенты новейших движений, преобладание пликтивных дислокаций над дизъюнктивными и господство среди последних нормальных сбросов, свидетельствующих об интенсивном растяжении на новейшем этапе.

СЕЙСМИЧНОСТЬ АРКТИЧЕСКОЙ МАТЕРИКОВОЙ ОКРАИНЫ РОССИИ

Сейсмологическая изученность

Первая инструментальная информация о наличии землетрясений в Арктике относится к началу XX в. и касается отдельных событий в Исландии и на о. Ян-Майен. В течение всей первой половины XX в. информация об арктических землетрясениях базировалась главным образом на материалах далеких станций.

Первое заметное расширение сети арктических станций произошло в 1950–1960 гг. в рамках проведения Международного геофизического года. В приевразийском секторе Арктики появились семь иностранных станций и три советские: Апатиты, Тикси и Хейс. В дальнейшем сеть арктических станций развивалась, однако советский (российский) сектор всегда был отстающим звеном. К десяткам станций Фенноскандии, Арктической Канады, Аляски наша страна к 1990 г. добавила лишь 8 станций. Усилиями Якутского филиала РАН в 1985–1987 гг. в С. Якутии была создана региональная сеть из восьми станций.

Помимо стационарных наблюдений, в отдельных зонах российского сектора Арктики в весенне-летние полевые периоды проводились точечно-профильные экспедиционные наблюдения, ведущая роль в которых принадлежала НИИГА – НПО «Севморгео» – ВНИИОкеангеология: Земля Франца-Иосифа (1968–1970), Новосибирские о-ва (1972–1976), Шпицберген (1976–1977), север В. Сибири (1974–1983), район дельты Лены (1985–1988). Кроме того, следует отметить работы норвежских и российских сейсмологов на Шпицбергене, а также донные сейсмологические наблюдения Института океанологии РАН в южной части моря Лаптевых и отдельные постановки станций в Баренцевом море.

В 1990-е годы состояние сети российских арктических станций ухудшилось. Прекратила наблюдения самая северная станция Хейс на арх. Земля Франца-Иосифа, а также станции Норильск и Пирамида, был перерыв в работе опорной для восточного сектора станции Тикси. Практически ликвидирована региональная сеть в С. Якутии. Положение усугубилось тем, что с 1989 г. прекращены российские экспедиционные сейсмологические наблюдения в Арктике.

В первой половине XX в. без пропусков в Арктике регистрировались только весьма сильные события с магнитудой 5,5–6 при точности локализации $\delta\Delta$ до 100 км и более. Это обеспечивало получение лишь самого начального представления о распределении эпицентров. С расширением сети наблюдений эти показатели улучшались, и в настоящее время минимальный порог регистрируемых без пропуска землетрясений в среднем по Арктике находится на уровне магнитуд 3,9–4 и $\delta\Delta = 10\text{--}20$ км.

Распределение эпицентров землетрясений в изучаемом регионе показано на рис. 3. На карту вынесены в основном лишь землетрясения с 1970 г., когда сеть арктических станций стала достаточно развитой, а погрешность локализации эпицентров не превышала 40–50 км. Среди более ранних событий взяты только самые заметные. Помимо сильных землетрясений представлены и слабые, зарегистрированные региональными и экспедиционными станциями.

Важным дополнением к информации о распределении землетрясений являются данные по фокальным механизмам. Первые определения для российского сектора Арктики представлены в работах А. П. Лазаревой и Л. А. Мишариной (1965), Л. А. Мишариной (1967), Л. М. Балакиной и др. (1972). Как и значительная часть последующих, они проводились методом, базирующимся на информации о знаках первых вступлений продольных волн. Начиная с 1982 г. в каталогах Международного сейсмологического центра публикуются данные по фокальным механизмам, полученные по методу тензора момента центроида (ТМЦ). Опубликованы также данные подобных определений за более ранний период, начиная с 1977 г. (Dziewonski et al., 1981). Метод ТМЦ основан на преобразовании зарегистрированных сетью цифровых станций полных пакетов волн, от продольных до поверхностных. В данной работе использованы лишь эти определения, в значительно меньшей степени подверженные влиянию качества записи слабых, как правило, первых вступлений, малочисленности регистрирующих станций, неравномерности их азимутального распределения.

Гипоцентрия и фокальные механизмы землетрясений

Повышенная сейсмичность того или иного уровня отмечается в пределах акваторий морей Лаптевых, Чукотского и Баренцева, а также на отдельных участках в районе континентального склона Евразии.

Море Лаптевых – наиболее сейсмически активная область арктического шельфа России. В него из Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана внедряется полоса землетрясений, являющаяся арктическим фрагментом глобального срединно-океанического сейсмического пояса, связанного с мировой рифтовой системой.

Для лучшего понимания современной динамики литосферы моря Лаптевых представляется целесообразным сделать упор на сильные землетрясения региона. Дело в том, что показ всех землетрясений, демонстрирующий сейсмологические достижения в регионе, дает в какой-то степени искаженное представление о его сейсмичности, обусловленное резкими различиями уровня сейсмологической изученности различных участков. Кроме того, хотя слабые и сильные землетрясения в каждом конкретном месте, как правило, являются продуктом одного и того же тектонического процесса, тем не менее, они отражают реакцию разнорядковых слоев и блоков литосферы, существенно отличающихся по своему геологическому строению, раздробленности, упругим свойствам. Это сказывается в различиях распределения землетрясений по латерали и вертикали, фокальных механизмах, скоростях и времени накопления напряжений. Поэтому на рис. 4 вынесены лишь землетрясения с магнитудами $M \geq 4$ за период с 1964 до 1996 г. Из более раннего периода включены только наиболее сильные землетрясения с $M \geq 6$. Отдельно обозначены землетрясения после 1991 г., отсутствовавшие в предыдущих публикациях.

Как видно из рис. 4, в пределах шельфа моря Лаптевых Срединно-Арктический пояс землетрясений раздваивается.

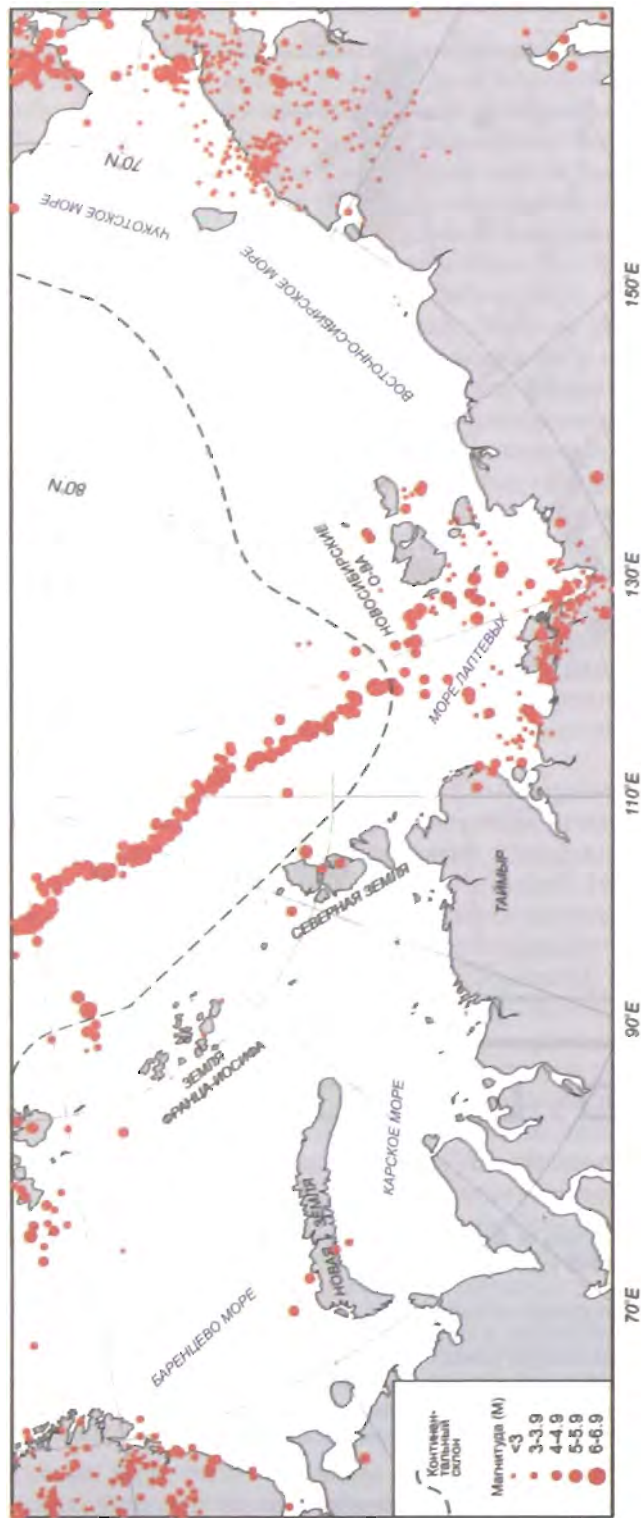


Рис. 3. Эпицентры землетрясений арктической материковой окраины России.

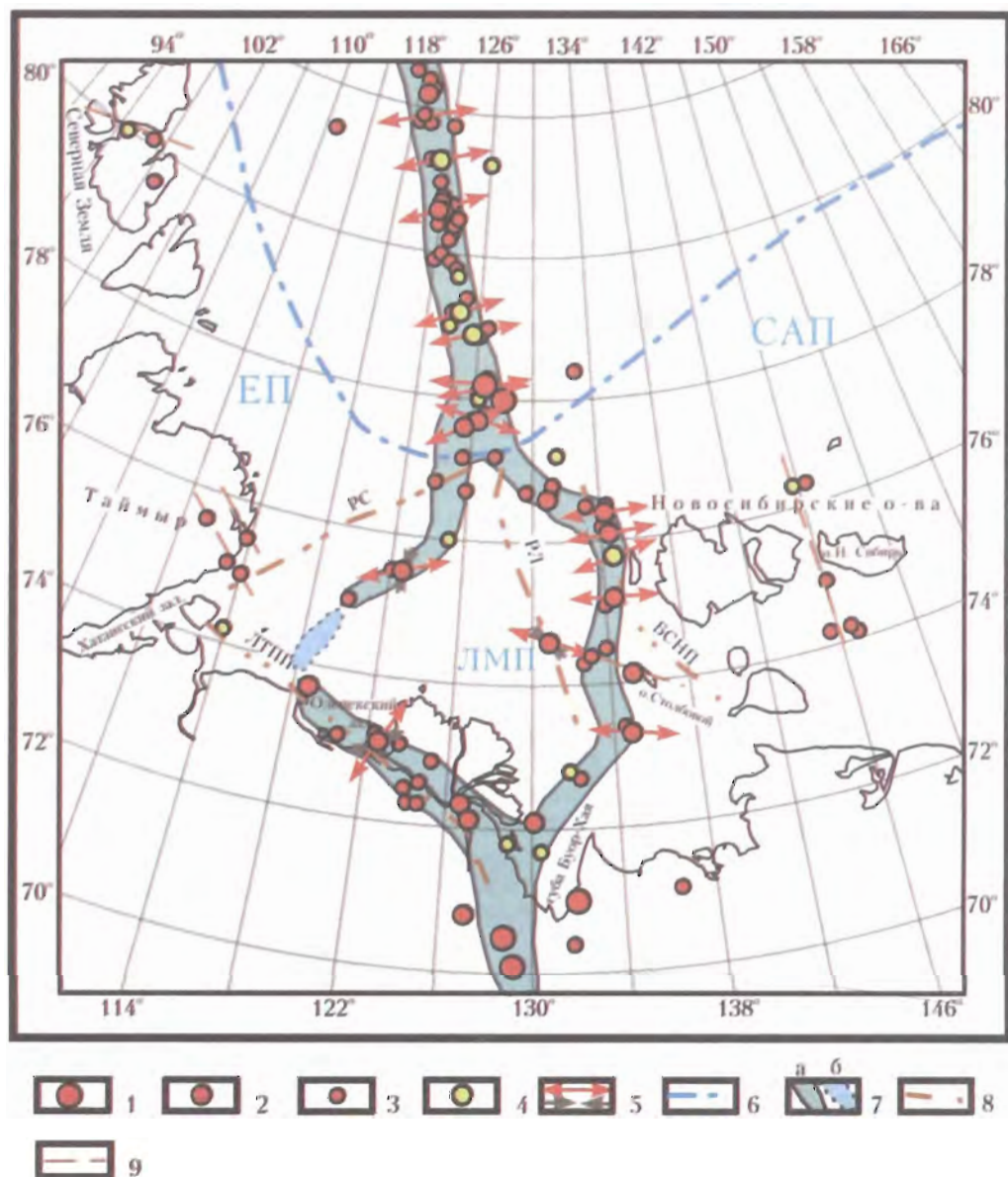


Рис. 4. Эпицентры и фокальные механизмы землетрясений района шельфа моря Лаптевых (1964–1998 гг.).

1–3 – эпицентры разной магнитуды M (1 – ≥ 6 , 2 – 5–5,9, 3 – 4–4,9), 4 – землетрясения после 1991 г.; 5 – оси напряжений растяжения и сжатия (длина стрелки пропорциональна косинусу угла наклона к горизонту); 6 – континентальный склон; 7 – границы плит (а – уверенные, б – предполагаемые); 8 – главные разломные зоны; 9 – разломы.

БСП – Бельковско-Святоносский прогиб; ЕП – Евразийская плита; ЛМП – Лаптевская микроплита; ЛТТЗ – Лено-Таймырская зона пограничных поднятий; РЛ – разлом Лазарева; РС – разлом Северный; САН – Северо-Американская плита.

Одна его ветвь идет в юго-восточном направлении под острым углом к простиранию основных структурно-тектонических элементов шельфа (см. разд. «Лаптевский седиментационный бассейн»). В районе $134\text{--}135^\circ$ в. д. она поворачивает на юг и тянется примерно до 75° с. ш. вдоль зоны сочленения выделяемых здесь (Виноградов и др., 1975; Геологическое строение..., 1984) Бельковско-Святоносского прогиба и Бельковского поднятия. Далее линия эпицентров идет в том же направлении до $73\text{--}73,5^\circ$ с. ш., пересекая под острым углом ряд структурно-тектонических элементов, имеющих северо-западное простирание, а затем поворачивает на юго-запад и вкрест простиранию этих структур достигает губы Буор-Хая. Здесь она соединяется с полосой эпицентров, трассирующей Лено-Таймырскую зону пограничных поднятий и протянувшейся из С. Якутии через дельту Лены до Хатангского залива.

Вторая, более разреженная полоса землетрясений может быть прослежена от континентального склона на юг и далее на юго-запад в сторону Хатангского зал. с явным несогласием к простираниям известных здесь структур: Трофимовского поднятия, Усть-Ленского прогиба, вала Минина (см. разд. «Лаптевский седиментационный бассейн»).

В центральной части шельфа внутри блока литосферы, оконтуренного указанными сейсмоактивными зонами, отмечено лишь одно сильное землетрясение в зоне пересечения разлома Лазарева и трассируемого цепочкой достаточно сильных землетрясений разлома запад-северо-западного простирания от о. Столбовой и почти в створе с ним.

Наибольшее количество решений фокальных механизмов получено для землетрясений восточной части шельфа, где пять определений согласованно дают нормально-сбросовый механизм с горизонтальной осью растяжения ортогональной линии эпицентров (рис. 4). Обе нодальные плоскости имеют субмеридиональное простирание, совпадающее с простиранием линии эпицентров и выделяемых здесь структурно-тектонических элементов, и углы падения $40\text{--}50^\circ$.

Единственное решение для южной зоны также дало близкий к нормально-сбросовому механизм с осью растяжения ортогональной линии эпицентров и соответственно зоне Лено-Таймырских пограничных поднятий. Нодальные плоскости имеют простирания 114 и 315° и углы падения соответственно 36 и 56° . Наряду с доминирующей сбросовой составляющей устанавливается незначительное горизонтальное скольжение, соответствующее левостороннему сдвигу. Согласно существующей по этому землетрясению макросейсмической информации, пятибалльная изосейста имеет овальную форму с большой осью, ориентированной на северо-запад – юго-восток вдоль простирания структур.

Одно имеющееся решение для западной ветви эпицентров также показало доминирующий нормально-сбросовый механизм с незначительной сдвиговой составляющей. Субгоризонтальная ось растяжения имеет простирание, промежуточное между простираниями линии эпицентров и проходящего здесь Усть-Ленского прогиба. Из двух нодальных плоскостей одна имеет простирание 8° и угол падения 40° на восток, а вторая – простирание 142° , совпадающее с простиранием Усть-Ленского прогиба, и угол падения 59° на юго-запад. Если за плоскость разрыва принять первую нодальную плоскость, также получим незначительное левостороннее движение.

Нормально-сбросовый механизм установлен и для единственного землетрясения в центральной части шельфа, причем параметры одной из нодальных плоскостей (азимут простирания 175° и угол падения 29° на запад) удивительно совпадают с параметрами разлома Лазарева, установленными по сейсмическим данным МОГТ (Драчев, 2000).

Помимо описанных выше сейсмоактивных зон в пределах шельфа моря Лаптевых и его обрамления обращают на себя внимание шесть землетрясений к северо-

и юго-западу от о. Новая Сибирь. Первое из этих землетрясений (самое южное) было зарегистрировано лишь в декабре 1973 г. В апреле 1974 г. экспедиционными станциями регистрировались его афтершоки, в 1975 и 1976 гг. в этой зоне также фиксировались слабые толчки (Аветисов, 1975 и др.). Фокальное решение для этого землетрясения методом первых вступлений (Аветисов, 1978), впоследствии в основном подтвержденное другими исследователями (Fujita and Koz'min, 1992), дало сдвиговый механизм с незначительной взбросовой компонентой. Почти вертикальные нодальные плоскости имели субмеридиональное и субширотное направления. Первоначально, с учетом распределения слабых землетрясений вдоль субширотных проливов Новосибирских о-вов, с разрывом отождествлялась вторая нодальная плоскость. Подвижки связывались с разрядкой напряжений, генерируемых в зонах современного рифтогенеза, о которых говорилось выше. Однако сейчас приходится отдать предпочтение первой нодальной плоскости (угол падения 80° на запад), простирающейся вдоль намечающейся субмеридиональной линии эпицентров. В настоящее время трудно сказать что-либо определенное о тектонической природе этой группы землетрясений. Можно лишь голько отметить, что она трассирует восточный борт Благовещенского прогиба – южного ответвления, расположенного севернее Новосибирского прогиба, образование которого связывается С. С. Драчевым (2000) с рифтогенезом в конце позднего мела–палеоцена.

Несколько землетрясений отмечается в районе восточного побережья Таймыра и проливах Северной Земли.

К настоящему времени для 13 землетрясений моря Лаптевых и дельты Лены имеются данные о глубине гипоцентров, полученные на основе выделения волны, отраженной от земной поверхности в районе эпицентра. Все значения попадают в диапазон 6–24 км (рис. 5), что позволяет отнести их к внутрикоровым. Введение в значения глубин гипоцентров поправки за мощность осадочного чехла позволило оценить мощность сейсмоактивного слоя – 14–16 км.

К сожалению, недостаток глубинной сейсмической информации затрудняет возможную идентификацию зон очагов землетрясений с границами и слоями в консолидированной части коры. Землетрясения с $H = 21\text{--}22$ км в районе дельты Лены (Аветисов, Гусева, 1991) могут быть отнесены к низам консолидированной части земной коры. Аналогичная привязка скорее всего может быть сделана и для землетрясений с глубиной гипоцентров 23–24 км на акватории (Пискарев и др., 1997). Если учесть, что верхняя граница сейсмоактивного слоя для землетрясений с магнитудами ≤ 4 лежит ниже верхней границы зоны подготовки землетрясений, а кровля консолидированной части коры – на 5–6 км, и предположить такое же различие для нижних границ указанных зон, получим положение подошвы зоны подготовки землетрясений на глубине 28–30 км, т. е. ориентировочно в районе раздела М или непосредственно под ним (Аветисов, Гусева, 1991; Пискарев и др., 1997).

В южной части акватории моря Лаптевых (губа Буор-Хая) известны определения глубины гипоцентров слабых землетрясений, зарегистрированных в процессе экспедиционных наблюдений с наземными (Аветисов, 1975 и др.) и донными (Ковачев и др., 1994) станциями. Гистограмма, на которую вынесена вся имеющаяся по этим наблюдениям информация (рис. 6), демонстрирует очевидное преобладание близповерхностных событий (1–8 км), подавляющая часть которых произошла в осадочном чехле, существенно отличающемся по своим упругим свойствам и блоковости от консолидированной части земной коры. Последнее обстоятельство предопределяет специфику эпицентрии слабых землетрясений, их повторяемости и особенностей тектонических подвижек, что подтверждает оправданность отдельного

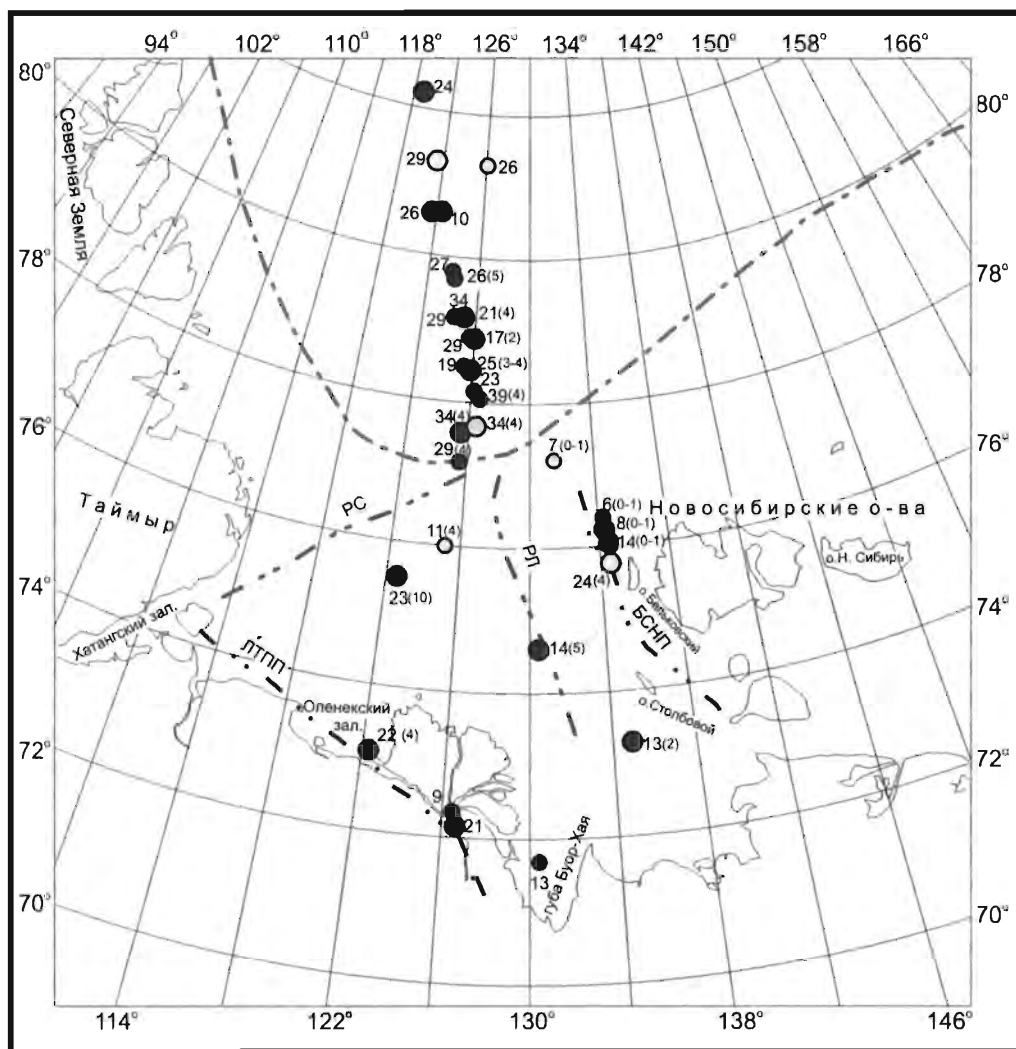


Рис. 5. Глубина гипоцентров землетрясений моря Лаптевых.

Цифры без скобок – глубина гипоцентров в км; цифры в скобках – мощность осадочного чехла.

рассмотрения сильных и слабых землетрясений. Меньшее, но все-таки достаточно большое количество слабых фиксируется до глубины примерно 26–27 км, т. е. ниже подошвы сейсмоактивного слоя, установленного по информации о сильных землетрясениях. Это естественно, так как слабые имеют меньшие размеры очага и соответственно области подготовки. Отмечается несколько слабых землетрясений на глубине до 40 км и более (последние на гистограмме не указаны). Можно полагать, что среда на этих глубинах находится в достаточно пластичном состоянии и не способна накапливать значительные напряжения.

Несколько большая, чем на шельфе моря Лаптевых, мощность сейсмоактивного слоя устанавливается в зоне перехода от Евразийского суббассейна к шельфу – до 20 км (Аветисов, 2000). Это уже само по себе свидетельствует о возможности

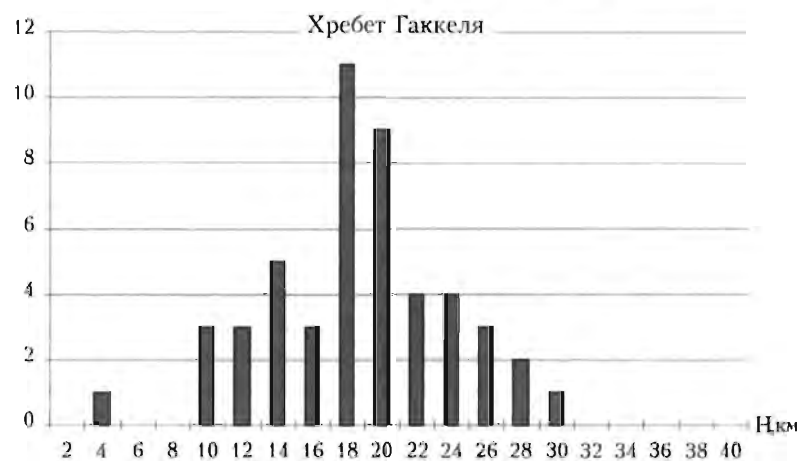
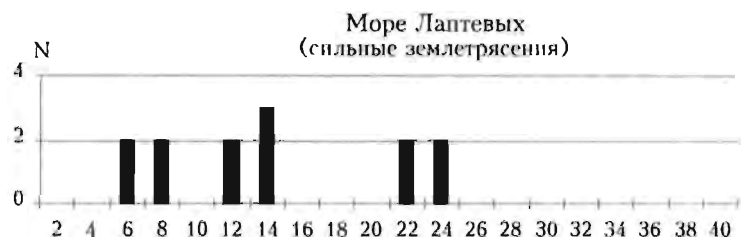


Рис. 6. Гистограммы глубины гипоцентров землетрясений моря Лаптевых и хр. Гаккеля.

возникновения здесь более сильных, чем на шельфе, землетрясений. Другой особенностью сейсмоактивного слоя в зоне перехода является значительно более глубокое залегание его по сравнению и с шельфом (на 10–12 км), и с океанической частью — хр. Гаккеля (на 4–6 км). Возможны три причины, каждая из которых способна привести к такой ситуации:

- более погруженное положение источника напряжений (сейсмогенерирующего слоя). Получается, что кровля его (или подошва зоны накопления напряжений) залегает здесь на глубинах не менее 40 км;

- повышенная жесткость верхних 10–15 км консолидированной части коры, в результате чего разрядка напряжений происходит в более глубоких зонах;

- пониженная жесткость верхних 10–15 км консолидированной части коры, близкая к жесткости осадочного чехла, в результате чего в ней не происходит накопления напряжений, достаточных для возникновения сильных землетрясений.

Очевидно, что существенный вклад в решение этого вопроса могли бы внести трехкомпонентные глубинные сейсмические исследования. Регистрация продольных и поперечных волн позволила бы осуществить переход на качественно новый уровень информации: от определения скоростных параметров среды к расчету ее упругих свойств.

Чукотское море и его береговое обрамление считаются областями повышенной сейсмичности, однако данный регион в этом отношении остается одним из наименее изученных. Эпицентры землетрясений известны в южной и юго-восточной частях акватории, а также на Чукотке (рис. 3). Следует отметить, что лишь самые сильные землетрясения фиксируются телесеismicической сетью. Непосредственные сейсмологические наблюдения на Чукотке были начаты лишь в 1964 г. после открытия станции Иульгин, регистрирующей подавляющее большинство землетрясений этого района. В пределах акватории четыре сильнейших за всю историю землетрясения произошли в 1928 г. ($M = 6,2–6,9$) примерно в 250 км северо-восточнее Колочинской губы. Позднее два землетрясения с магнитудой 5,5 отмечены в прибрежной части акватории в 1962 и 1971 гг., причем второе интенсивностью до 5 баллов ощущалось в пос. Нешкан и имело около 50 афтершоков.

Все эти события связаны с западной частью вала Коцебу, в то время как в его центральной части повышенной активности пока не наблюдается. Сгущения эпицентров отмечаются в восточной части вала при подходе к Аляске в зоне его стыка с сейсмически высокоактивной областью антиклинория Брукса, а также несколько севернее в зоне приближения к Аляске Врангелевско-Геральдской гряды. От западной части вала Коцебу отдельные эпицентры слабых землетрясений прослеживаются вдоль близосевой зоны Южно-Чукотского прогиба. Явное увеличение их отмечается в прол. Лонга. Здесь эпицентры в основном образуют линейную группу, трассирующую область сочленения прогиба с Чукотской складчатой зоной (Аветисов, 1996).

Несколько достаточно сильных землетрясений ($M > 4$) отмечено в прибрежной зоне восточной части акватории, т. е. фактически в глубине Колвиллского прогиба, где по другим геолого-геофизическим данным не выявлено каких-либо ослабленных зон.

На суше в пределах Чукотского п-ова и его западного обрамления в общем плане распределения эпицентров при заметной их рассредоточенности, обусловленной, возможно, недостаточной точностью локализации, намечается тенденция к линейности вдоль продольной близосевой области, в целом согласной с простиранием основных тектонических элементов (Аветисов, 1996).

Информация о фокальных механизмах землетрясений непосредственно на акватории Чукотского моря ограничивается решениями по землетрясению 1971 г., осуществленными в разные годы четырьмя различными авторами. В каждом случае получены существенно различные результаты, что свидетельствует об их крайней ненадежности.

Акватория Баренцева моря и его обрамления в целом является районом с относительно слабой сейсмической активностью, в пределах которого, однако, существуют достаточно высокоактивные участки (рис. 3). Эпицентры землетрясений распределены здесь весьма неравномерно и явно тяготеют к окраинным частям бассейна. В пределах рассматриваемого региона к ним относятся арх. Шпицберген и прилегающая часть акватории, а также участки повышенной сейсмичности в окраинно-шельфовых желобах, особенно в желобе Франц-Виктория.

На юге относительно слабой сейсмической активностью характеризуется область сочленения Баренцевоморской плиты и Балтийского щита, в пределах которой, однако, известны землетрясения с магнитудой 4–4,8. Эпицентры с достаточно рассеянным облаком, в пределах которого заметны, однако, участки сгущений и разрежений, покрывают северную часть Балтийского щита. Резко заметной особенностью распределения эпицентров является полная асейсмичность восточной половины Кольского п-ова.

Центральная часть акватории Баренцева моря практически асейсмична. Дополнительным подтверждением этому является тот факт, что при многочисленных установках (общей продолжительностью до года) на дне моря высокочувствительных сейсмографов не было зарегистрировано ни одного землетрясения (Соловьев, 1986).

На востоке наблюдениями последних лет выделена Новоземельская сейсмоактивная зона (Ассиновская, 1990, 1994). Эпицентр землетрясения 1 августа 1986 г. (магнитуда 4,6), расположенный на восточном побережье Новой Земли в районе прол. Маточкин Шар, приурочен к области пересечения субмеридиональных и субширотных разломов, имеющей четкое выражение в рельефе с амплитудой до 700 м и переходом от низкогогорья к прибрежно-морской равнине.

Для Баренцева моря и его обрамления известны четыре решения фокальных механизмов методом первых вступлений. Из-за малой интенсивности землетрясений решения слабо обеспечены данными и не могут быть отнесены к надежным. С учетом этого на основе полученных данных, на наш взгляд, может быть сделан лишь один вывод: во всех четырех случаях получены субгоризонтальные оси сжатия и взбросовый или сдвиг-взбросовый механизм.

Современная динамика литосферы по сейсмологическим данным

В пределах арктической материковой окраины России представлены оба из существующих типов сейсмоактивных зон: межплитные и внутриплитные. К первому типу относятся сейсмоактивные зоны моря Лаптевых.

Современная тектоника большей части Арктического региона определяется взаимодействием Евразийской и Северо-Американской литосферных плит, дивергентная граница между которыми проходит вдоль осевых зон Норвежско-Гренландского бассейна и Евразийского суббассейна. Ранее (Avetisov, 1993; Аветисов, 1996 и др.) по имевшимся на тот момент сейсмологическим данным было обосновано мнение о том, что на шельфе моря Лаптевых указанная граница плит претерпевает разрыв, и предложены два возможных сценария геодинамического развития Лаптевского

шельфа: образование микроплиты или образование зоны трансформного разлома типа шпицбергенской.

Как показано выше, новый фактический материал, полученный за последующий кратчайший не только с исторической точки зрения период позволяет уверенно утверждать: на шельфе моря Лаптевых существует микроплита, наличие которой предопределяет образование двух тройных сочленений на севере в районе континентального склона и на юге в районе губы Буор-Хая. По сейсмологическим данным наиболее уверенно трассируются северная, восточная и южная дивергентные границы микроплиты, которая, находясь в целом в режиме растяжения, испытывает незначительное вращение по часовой стрелке.

Очевидно, что Лаптевская микроплита (ЛМП), окруженная со всех сторон достаточно активными сейсмическими зонами, должна испытывать значительные тектонические нагрузки, которые могут разряжаться в ослабленных зонах внутри нее. Подтверждением этому может служить упомянутое выше сильное землетрясение в зоне пересечения двух разломов. Отражением этих напряжений являются и достаточно многочисленные слабые землетрясения в пределах микроплиты. Результаты фокальных решений позволяют утверждать, что весь шельф моря Лаптевых в настоящее время находится в режиме горизонтального растяжения, которое приводит к растаскиванию литосферных блоков в субширотном направлении.

Разлом Лазарева, который, как полагают (Hinz et al., 1998; Драчев, 2000), с начала действия рифтогенных процессов на шельфе моря Лаптевых (палеоцен) до среднего миоцена – плиоцена являлся главным тектоническим элементом растяжения (детachment), в настоящее время практически асейсмичен. Отдельные эпицентры отмечаются лишь в его самых ослабленных участках, а именно, в местах пересечения с другими разрывными нарушениями. То же самое можно сказать о разломе Северный, который, как полагают некоторые исследователи (Fujita et al., 1992; Hinz et al., 1998; Драчев, 2000) и с чем можно согласиться, был на первых стадиях рифтогенеза трансформным разломом, связующим оси растяжения в Евразийском суббассейне и на шельфе Северо-Востока Евразии.

К внутриплитным относятся участки повышенной сейсмичности континентального склона Евразийского суббассейна, Баренцева и Чукотского морей. Главным генерирующим фактором внутриплитной сейсмичности является частичная разрядка в ослабленных зонах напряжений, накапливаемых в межплитных зонах. Это представление, возникшее вначале лишь на основе общих логических соображений, в настоящее время подтверждено целым рядом фактических материалов. Согласно имеющимся многочисленным данным по прямым измерениям в скважинах, горных выработках, шахтах, массовым решениям фокальных механизмов слабых землетрясений и геологическим исследованиям зон тектонических нарушений установлено, что главной особенностью регионального внутриплитного поля напряжений является наличие горизонтальной или субгоризонтальной составляющей сжатия, ориентированной ортогонально простиранию ближайшего фрагмента дивергентной межплитной границы. Как подсказывает логика и что также подтверждено наблюдениями, растяжение в осевых зонах бассейнов должно приводить и приводит к формированию в первую очередь сдвиговых напряжений в ортогональных осям бассейнов ослабленных участках, обрамляющих бассейны континентальных окраин, с увеличением компоненты сжатия при изменении ориентировки ослабленной зоны. Это особенно убедительно показано на примере Фенноскандии, однако отчетливо просматривается и вдоль окраин Евразийского суббассейна, где землетрясения тяготеют к поперечным разломам и желобам. Так, можно отметить сгущения эпицентров в

желобах Франц-Виктория (западнее Земли Франца-Иосифа) и Воронина (западнее Северной Земли), в проливах Северной Земли, известны проявления сейсмичности в желобе Св. Анны (восточнее Земли Франца-Иосифа) и проливах Земли Франца-Иосифа (Аветисов, Голубков, 1971; Аветисов, 1971; Кочетов, Лазарева, 1986). Имеющиеся здесь данные по фокальным механизмам свидетельствуют о сдвиговом и взбросо-сдвиговом режимах, причем одна из субвертикальных нодальных плоскостей близка к плоскости разлома. Преобладание горизонтального сжатия отмечается также в тыловых частях континентальных окраин Кольского п-ова и Новой Земли (Ассиновская, 1990, 1994), области сжатия на флангах зон растяжения установлены в море Лаптевых (Аветисов, 1975; Aветisov, 1993) и на Новосибирских о-вах (Савостин, Драчев, 1988). Близость Шпицбергена к Срединно-Арктическому поясу также позволяет связывать его сейсмичность с разрядкой напряжений, генерируемых в области океанического рифтогенеза. Весьма интересен обнаруженный кольскими геофизиками в пределах Баренцево-Беломорского региона факт приуроченности зон повышенной сейсмичности к участкам наиболее пониженных значений теплового потока (Цыбуля и др., 1993). Очевидно, что это можно объяснить лишь признанием наведенного или, как было названо ранее (Аветисов, 1975), «пассивного» характера сейсмичности, обусловленной разрядкой напряжений, генерируемых за пределами региона. К ним в силу своей повышенной хрупкости наиболее восприимчивы самые холодные блоки литосферы.

Отмечая несомненность влияния межплитных тектонических процессов на формирование внутриплитной сейсмичности, следует признать и бросающуюся в глаза неодинаковость проявления этого влияния. Учитывая вытянутость Евразийского суббассейна, в результате чего его полуширина (т. е. расстояние от осевой зоны до окраины) и в самой широкой, и в самой узкой частях остается в целом величиной одного порядка, следовало бы ожидать, даже с учетом неоднородности среды, достаточно равномерного распределения землетрясений вдоль его периферии. На самом деле, как видно из рис. 6, оно имеет пятнообразный характер.

На наш взгляд, основная причина состоит в том, что зоны повышенной сейсмичности возникают в первую очередь там, где региональные напряжения, передаваемые из осевых зон бассейнов, дополняются действием других, возможно, в данном регионе даже более сильных источников избыточных напряжений. Применительно к Арктическому и Субарктическому региону это особенно уверенно подтверждается на примере Фенноскандии (Аветисов, 1996). Совместное рассмотрение карты эпицентров и материалов по современным вертикальным движениям берегов и островов северных морей также показывает, что все сейсмоактивные районы окраин Евразийского суббассейна (как, впрочем, и восточных северных морей) являются зонами поднятия, т. е. зонами, где наиболее вероятны дифференцированные вертикальные движения. Современное воздымание испытывает такая достаточно высокоактивная область, как Шпицберген – 6–7 мм/год (Григорьев, Мусатов, 1982; Семевский, 1967); есть информация о землетрясениях на Новой Земле – 2–4 мм/год (Никонов, 1980), Земле Франца-Иосифа – 3–5 мм/год (Ковалева, Голубков, 1974), Северной Земле – 2–5 мм/год (Агеев, 1979; Никонов, 1980). Достаточно сейсмически высокоактивна центральная часть Кольского п-ова, где интенсивно воздымающиеся Хибинский и Ловозерский массивы соседствуют с опускающимися Ловозерской и Умбозерской впадинами. Признавая, что все зоны повышенной сейсмичности есть зоны современного воздымания, пока нельзя с уверенностью сделать обратный вывод о значительной сейсмичности всех зон поднятия. Несмотря на то что слабая сейсмичность таких воздымающихся ныне районов.

как Земля Франца-Иосифа, Новая Земля или асейсмичность Таймыра, может быть кажущейся из-за недостатка наблюдений, по-видимому, необходимо все-таки признать влияние на этот фактор скорости воздымания и считать значение 4–5 мм/год пограничным. Повышенная сейсмичность не обнаружена в погружающихся районах – например, практически асейсмична восточная часть Кольского п-ова, испытывавшая в целом незначительное поднятие, а в настоящее время начавшая опускаться.

Таким образом, повышенная сейсмичность окраин Евразийского суббассейна в целом обусловлена действием напряжений, передаваемых из межплитной зоны срединно-океанического хребта и накладывающихся на литосферу, активизированную современным воздыманием. Наблюдаемый сейсмический эффект есть суммарный результат работы указанных источников.

Безусловно внутриплитный характер носит и сейсмичность Чукотского моря и Чукотского п-ова. Расположение этого клина Северо-Американской плиты между дивергентной (с запада) и конвергентной (с востока) границами обуславливает формирование здесь сложного поля напряжений, для изучения и осмысления которого необходимы специальные детальные сейсмологические наблюдения.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

Исследования плотности теплового потока в бассейне Северного Ледовитого океана были начаты в 50-е годы прошлого века (Measurement..., 1969; Lubimova, Polyak, 1973; Данные измерений..., 1984).

К настоящему времени карта пунктов и значений определения (рис. 7) плотности теплового потока в Евразийском секторе Арктики (Подгорных, Хуторской, 1997) показывает, что арктические моря, по сравнению с глубоководным бассейном и суши, по-прежнему остаются слабо и крайне неравномерно изученными. При этом моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское не имеют ни одного пункта измерений теплового потока.

В Баренцевом море опорными для суждений об особенностях теплового потока на арктической континентальной окраине могут служить измерения, выполненные на профиле ГСЗ-76 (Северный Ледовитый..., 1983) и в параметрических и поисковых морских скважинах (Цыбуля, Левашкевич, 1992). Полученные данные свидетельствуют о том, что в целом на континентальной окраине плотность теплового потока выше, чем на прилегающей суше, на 25 мВт/м², но ниже, чем в глубоководном бассейне, на 100–150 мВт/м². Подтверждается ранее сделанный вывод (Цыбуля, Левашкевич, 1992) об увеличении плотности теплового потока от примерно 50 до 100 мВт/м² и более с юга на север по мере утонения коры и возрастания мантийной составляющей. Однако замеченный этими авторами тренд плотности теплового потока по указанному направлению нуждается в более детальной проверке и обосновании с привлечением дополнительных данных не только по плотности теплового потока, но и по другим геофизическим полям.

Обращают на себя внимание устойчивые высокие показатели плотности теплового потока (> 200 мВт/м²) в местах пересечения профилем ГСЗ-76 Кольской моноклинали. Вероятно, это связано с поступлением флюидов из мантии в зонах глубинных разломов, определяющих сочленение Кольско-Норвежских орогенов и Баренцевского седиментационного бассейна. Такого рода приразломными повышениями плотности теплового потока, связанными с поступлением флюидов на поверхность, могут быть также объяснены наблюдаемые на профиле ГСЗ-76 отдельные

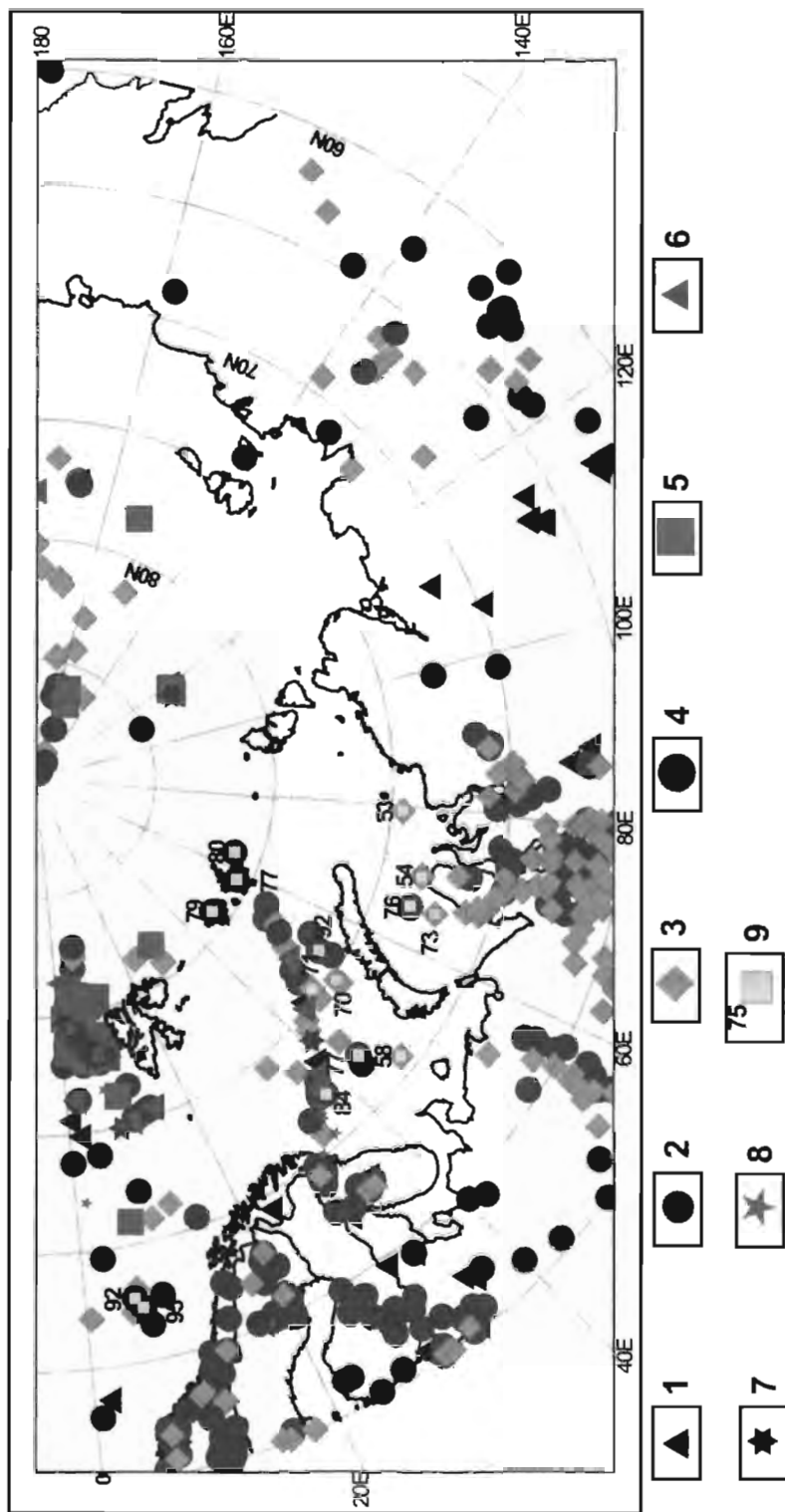


Рис. 7. Карта пунктов и значений определения плотности теплового потока в Евразийском секторе Арктики. Фрагмент банка данных «Планетарный тепловой поток» (Подгорных, Хутурской, 1997).

1 – 0–25; 2 – 26–50; 3 – 51–75; 4 – 76–100; 5 – 101–125; 6 – 126–150; 7 – 151–175; 8 – >200 мВт/м²; 9 – морские скважины, в которых выполнены геотермические измерения с указанием значения теплового потока в мВт/м².

«вспышки» со значениями более 200 мВт/м² на Баренцевском продолжении Байдарского разлома (пункт к югу от 75° с. ш.).

Плотность теплового потока Евразийского сектора Арктики отражает историю геологического развития региона области палеорифтов Южно-Баренцевской и Южно-Карской впадин, а также региона современного рифтогенеза (хр. Гаккеля). Отмечены повышенные значения плотности теплового потока до 85–90 мВт/м² для палеохребтов и до 120 мВт/м² (в районе хр. Гаккеля), что свидетельствует о повышенном термическом потенциале литосферы и уменьшении ее мощности в указанных районах.

ГОЛОЦЕНОВАЯ ЛИТОДИНАМИКА И СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ

Площадь водосборного бассейна арктических морей России – около 13 млн км², при этом до 80 % этой территории поставляет осадочный материал в моря Карское и Лаптевых. Площадь водосборных бассейнов этих морей в 7–8 раз превышает площадь их акваторий, в то время как площадь водосборного бассейна Баренцева моря составляет лишь 38 % от площади акватории. Огромные области питания, располагающиеся в различных физико-географических и орографических условиях, сложенные разнообразными по составу породами, поставляют в арктические моря столь же огромный и разнообразный обломочный материал.

Количественные и качественные характеристики поступающего в бассейн материала и особенности его распределения на шельфе объясняются расположением этих акваторий и значительной части их водосборных бассейнов в зоне полярного литогенеза, отличительными чертами которого являются низкие температуры воздуха и водной массы, а также наличие в морях ледового покрова большую часть года. В полярной области сноса это обуславливает доминирование механической денудации над химической и, как следствие, тесную связь состава донных осадков с составом пород питающих провинций, а также преобладание взвешенного материала рек над растворенным. Интенсивность механической денудации определяется особенностями строения области сноса и выражается величиной модуля стока. Наиболее значителен он (более 20 т/км² в год) в басс. р. Индигирка (впадает в Восточно-Сибирское море), дренирующей осадочные толщи, среди которых много рыхлых осадков. В бассейнах рек Печора (Баренцево море), Яна (море Лаптевых) и Колыма (Восточно-Сибирское море) величина механической денудации оценивается в 10–20, а в пределах остальной материковой суши не превышает 10 т/км² в год (Геологическое строение..., 1984).

В условиях ледового покрова процессы механической дифференциации вещества, свойственные акваториям гумидной зоны, в полярной области практически не работают. Это и определяет характерную особенность голоценового седиментогенеза арктических акваторий, когда на огромных по площади участках шельфа вне связи с глубиной моря формируется толща, сложенная алевритовой и пелитовой (при заметном участии тонкодисперсной) фракциями, соотношение которых по разрезу голоцена принципиально не меняется (Яшин, Кошелева, 1994; Yachin, Kosheleva, 1996). Помимо ледового покрова значительное влияние на процессы динамики водной массы и распределения поступающего в бассейн материала оказывает также рельеф дна, существенно различающийся на западе и востоке Арктического шельфа. Особенности ледового режима и рельефа дна, а также тесно связанные с ними процессы динамики водной массы определяют и направленность литодинамических про-

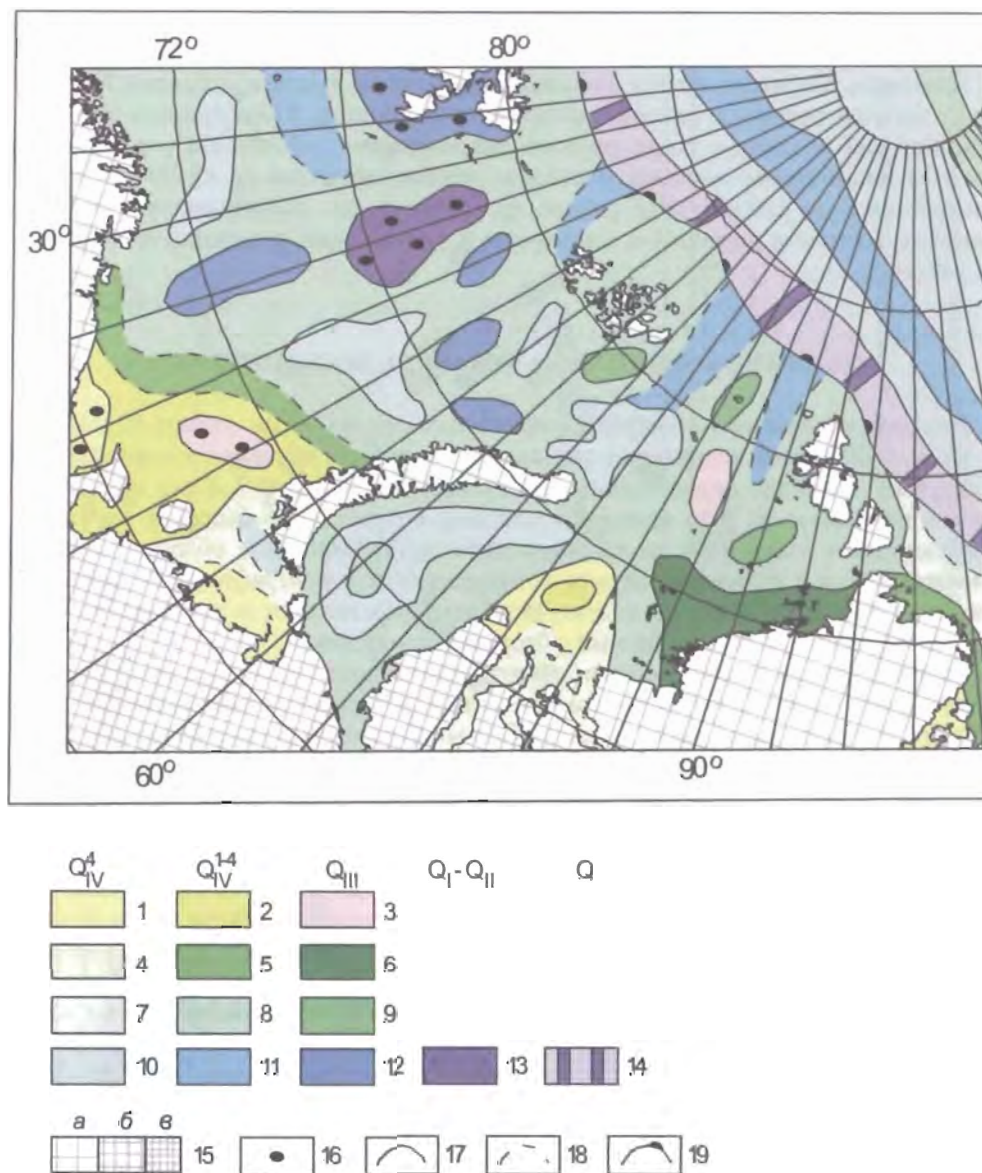
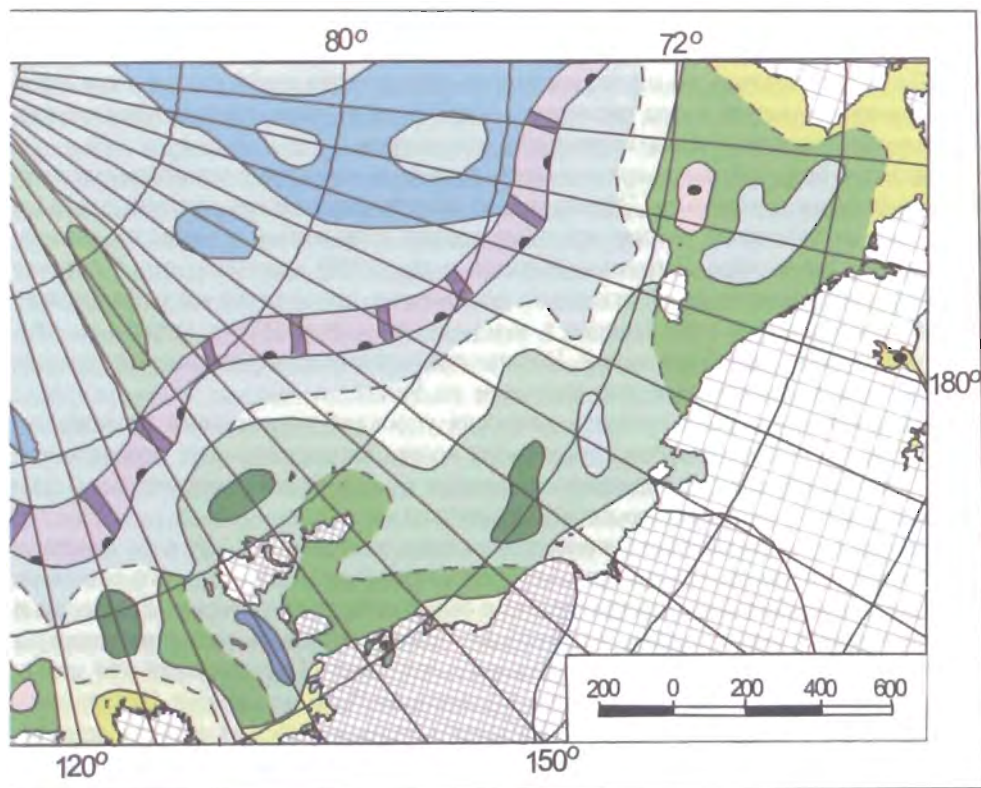


Рис. 8. Карта голоценовой литодинамики и седиментогенеза арктических морей России. Сост. Д. С. Яшин.

Возраст осадков и ведущие литодинамические процессы голоцена: Q_{IV}^4 – субатлантический, устойчивая аккумуляция; Q_{IV}^{1-4} – бореальный – субатлантический, неустойчивая аккумуляция, перемыв; Q_{III} – позднеплейстоценовый, размыв; $Q_I - Q_{II}$ – нижне-среднеплейстоценовый, размыв; Q – нерасчлененные отложения континентального склона, интенсивная пространственно-прерывистая аккумуляция.

1–13 – гранулометрические типы донных осадков (1–3 – пески, пески алевроитовые, 4–6 – алевроиты, алевроиты песчаные, 7–9 – алевроиты глинистые, 10–13 – глины, глины алевроитовые); 14 – терригенные осадки континентального склона; 15 – зоны механической денудации материкового обрамления со сносом, т/км² в год (а – менее 10, б – 10–20, в – более 20); 16 – валунно-галечный материал; 17 – граница между разновозрастными осадками; 18 – граница между гранулометрическими типами одновозрастных осадков; 19 – бровка шельфа.



цессов, все многообразие которых позволяет выделить на шельфе (Яшин, 2000) области, в которых доминируют процессы устойчивой, неустойчивой аккумуляции и перемыва (или размыва).

Площади шельфа, в пределах которых ведущими являются процессы устойчивой аккумуляции, – это прежде всего обширные участки внешнего шельфа морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского, приустьевые части рек всех акваторий, а также большая часть Арктического глубоководного бассейна. На внутреннем шельфе процессы аккумуляции локализуются в пределах отрицательных морфоструктур (наиболее погруженные участки впадин, прогибов, а также палеодолины). Это Южно-Баренцевская впадина и Предновоземельский прогиб (Баренцево море), Новоземельская впадина (Карское море), Южно-Лаптевский, Анисинский прогибы и Бельковско-Святоносский грабен (море Лаптевых), Южно-Чукотская впадина. На участках шельфа, где доминируют процессы устойчивой аккумуляции, как правило, формируется стратиграфически наиболее полная голоценовая толща, содержащая осадки всех четырех эпох голоцена (бореальной, атлантической, суббореальной и субатлантической). Во многих случаях (прежде всего в восточных морях) это однородная по составу алевроито-глинистая (глинисто-алевритовая) толща, лишенная отчетливых стратиграфических и литологических границ. В современном срезе повсеместно наблюдаются субатлантические (Q_{IV}^4), преимущественно алевроито-глинистые осадки полужидкой консистенции (рис. 8). Мощность голоценовой толщи на этих участках шельфа обычно не превышает 4–5 м. В Бельковско-Святоносском грабене (море Лаптевых) мощность голоцена по данным сейсмоакустики достигает 15 м (Kim

et al., 1999). Лавинный характер биогенно-карбонатного осадконакопления со скоростью до 800 см в 1000 лет отмечен близ границы Белого и Баренцева морей (Гуревич, 1986). Интенсивная, но пространственно-прерывистая аккумуляция характерна для материкового склона и его подножия. Мощность рыхлых позднекайнозойских осадков может достигать здесь нескольких сот метров.

В пределах большей части арктического шельфа доминируют процессы неустойчивой аккумуляции и перемива. Это не только области спокойного рельефа дна, но и относительно приподнятые участки крупных впадин и прогибов, а также их склоны.

Исследования в море Лаптевых (Купцов и др., 1999) показали, что в составе взвешенного вещества вод значительное количество приходится на нефелонидное вещество речного стока, уже бывшее в захоронении и прошедшее начальные стадии диагенетических преобразований. Количество нефелонидного вещества в придонных слоях воды увеличивается при удалении от берега.

Формирующаяся в этих литодинамических условиях сокращенная по мощности (0,5–2,0 м) и полноте разреза голоценовая толща картируется как нерасчлененная (Q_{IV}^{1-4}), что предполагает возможность выхода на поверхность морского дна разновозрастных (от бореальных до субатлантических) осадков.

Процессы размыва наиболее значительны (как по динамике, так и по площади охвата) в пределах относительно приподнятого Баренцево-Северокарского бассейна, отличающегося наибольшей контрастностью новейших тектонических движений и гидродинамической активностью. Эти факторы определяют здесь литодинамическую обстановку не менее чем на 20–30 % площади акватории. Прежде всего это участки шельфа в пределах поднятий Персея, Центрально-Баренцевского и Центрально-Карского, а также Шпицбергенский и Таймыро-Североземельский районы шельфа. Более локальны, но весьма интенсивны процессы денудации, идущие в районе Врангелевско-Геральдской гряды на Чукотском шельфе и в пределах хр. Ломоносова. В море Лаптевых они локализованы на небольших по площади участках мелководий (банки Васильевская, Семеновская и др.), а в Восточно-Сибирском море – в районе Медвежьих о-вов.

О масштабе подводной денудации и ее роли в формировании голоценовой толщи свидетельствуют особенности вещественного состава донных осадков Баренцева моря. Так, например, эпидот и гранат, территориально разобщенные в поздннеоплейстоценовых отложениях, в осадках голоцена являются составной частью единой минералогической ассоциации, свидетельствуя о том, что для голоценовых осадков северной половины моря плейстоценовые образования – один из основных источников питания.

На участках шельфа, где доминируют процессы размыва, отложения голоцена или отсутствуют, или их мощность не превышает 0,5 м, и на поверхность морского дна выходят ниже-верхнелоплейстоценовые образования. На Баренцево-Северокарском шельфе это мореноподобные плотные (1,9–2,2 г/см³) и «сухие» (влажность 15–30 %) алеврито-глинистые осадки, содержащие примерно равное количество алевритовой и глинистой фракций и известные в литературе под названием «древние глины» (Дибнер, 1968). На долю песчаной фракции приходится не более 10–15 %, нередко наличие грубообломочного материала. Анализ распределения гранулометрических фракций по площади свидетельствует о выдержанном механическом составе «глин» и намечающихся его связях с современным структурным планом, что не свойственно осадкам ледникового генезиса. В Шпицбергенском районе шельфа плейстоценовые осадки представлены ледниково-морскими алевритовыми глинами, обогащенными валунно-галечным материалом и плохосортированными песками с боль-

шим количеством валунов, щебня и обломков раковин. На ряде подводных возвышенностей Баренцево-морского шельфа с наиболее интенсивным гидродинамическим режимом с начала голоцена и по настоящее время формируются эдафогенные осадки за счет размыва дочетвертичных отложений. На плато Персея, например, на поверхность морского дна выходят юрские породы. В восточно-арктических морях доголоценовые образования – это осадки, близкие к «древним глинам», и мелкозернистые пески, в ряде случаев (банка Геральд) обогащенные валунно-галечным материалом. Площадь их развития незначительна (рис. 8).

Голоценовые осадки, объединяющие образования последней трансгрессии, – это достаточно отчетливо картируемое геологическое тело, как правило, несогласно залегающее на подстилающих образованиях и сложенное в большинстве изученных разрезов двумя (алевритовой и глинистой), реже тремя фракциями. От подстилающих плейстоценовых осадков голоценовые отличаются меньшей плотностью, возрастающей вниз по разрезу от 1,3 до 1,7 г/см³, и высокой (в среднем 76 %) влажностью. Характерный голоценовый признак – наличие трубочек полихет и гидротроилита. Наиболее отчетливо этот признак выражен в осадках атлантической эпохи. В силу названных особенностей и наличия богатого комплекса органических остатков атлантические образования (климатический оптимум) служат отчетливым маркирующим горизонтом голоценового разреза. О выдержанности состава голоценовых осадков свидетельствуют очень близкие средние и медианные значения основных фракций. Для алевритовой фракции они составляют соответственно 42,4 и 41,9 % (море Лаптевых) и 38 и 37,0 % (Чукотское море), для глинистой 34,6 и 31,0 % (море Лаптевых) и 43,0 и 46,0 % (Чукотское море). У песчаной фракции подобные показатели принципиально иные: среднее – 19,0, медиана – 4,5 %. Близкие количественные соотношения основных фракций характерны и для значительной части остальных арктических морей. Пески (чаще алевритовые) наиболее широко развиты на юге Баренцева моря (Печорский шельф), в зоне выносов рек Обь и Енисей (Карское море) и в прибрежной зоне Чукотского и Аляскинского шельфов. Крупнообломочные разности отмечаются в основном на участках с интенсивным гидродинамическим размывом, что свидетельствует об их образовании *in situ* за счет размыва более древних отложений. В условиях современного седиментогенеза они практически не образуются. Моногранулярные разности не типичны. В Баренцевом море, для большей части которого характерны нестабильные гидродинамические условия, моногранулярные разности отмечены примерно на 5 % площади шельфа, бигранулярные занимают около 85 %, а полигранулярные покрывают 9–10 % площади акватории (Гуревич, 2002).

Природа голоценовых осадков – в подавляющем большинстве морская терригенная с заметным влиянием аллювиальных фаций в прибрежной части шельфа и ледово-морских на севере акваторий. Биогенно-карбонатные осадки, представленные обломками двустворок (абс. возраст 8–5 тыс. лет) и детритом баянуса (3–2 тыс. лет и менее), установлены близ границы Белого и Баренцева морей (Баренцевская..., 1988). Биогенные осадки кремнистой природы (до 14 % SiO₂) известны в центральной части Чукотской впадины. Вещественный состав формации преимущественно кварцевый на западе Арктического шельфа и кварцево-полевошпатовый на востоке. Основными глинистыми минералами являются гидрослюда, количество которых не опускается ниже 60–70 %, и хлорит (20–30 %). Чисто гидрослюдистые разности доминируют на Лаптево-морском шельфе. На Баренцево-Карском и Чукотском шельфах на участках новейших поднятий, маркируя зоны донного размыва древних кор выветривания, постоянно присутствует монтмориллонит (10–20 %), а вблизи Таймыра и Северной Земли – каолинит. Состав тяжелой фракции определяется небольшой группой

минералов (Кошелева, Яшин, 1999; Kosheleva, Yashin, 1996). Это пироксены, амфиболы, эпидот, рудные черные. Наиболее разнообразен минеральный состав осадков Баренцева моря, где на определенной части шельфа доминирует каждый из названных минералов – амфиболы на юге, пироксены на крайнем северо-востоке, а в центральной части шельфа – эпидот (на востоке) и рудные черные (на западе). Из пространственных закономерностей распределения минералов на остальных арктических акваториях отметим преобладание пироксенов в приграничных частях морей Карского и Лаптевых и на Чукотском шельфе, рудными минералами обогащены осадки Пайхойско-Новоземельского шельфа Карского моря и прибрежных районов всех восточно-арктических морей, а амфиболом – отложения, формирующиеся вокруг Новосибирских о-вов. Эпидотовая минералогическая провинция наиболее широко представлена на востоке моря Лаптевых и в Восточно-Сибирском море. Осадки голоцена всех морей содержат минимальные количества железа – 3–5 и марганца – 0,1–0,2 %. Карбонат кальция за редким исключением (ракушнякаи) присутствует в количестве 1–3 %, фосфора, как правило, не более 0,1 %, аморфного кремнезема в западных морях до 3, в восточных до 5–14 %. Фоновые содержания $C_{\text{орг}}$ в доминирующих на арктических шельфах алевроито-глинистых осадках составляют 1,0–1,5 и не превышают 2,0–2,5 %. В песках содержится 0,5–1,0 % $C_{\text{орг}}$ (Кошелева, Яшин, 1999; Яшин, 2002).

Газо-геохимические исследования установили в донных осадках арктических морей наличие углеводородных газов (УВГ) от метана (CH_4) до бутана (C_4H_{10}) включительно, природа которых в большинстве случаев связана с ранним этапом биохимической деградации органического вещества. В Баренцевом море фоновые количества метана минимальны и не превышают $0,005 \text{ см}^3/\text{кг}$, среднее для гомологов – $0,0004 \text{ см}^3/\text{кг}$. В Карском и восточно-арктических морях фоновые величины УВГ почти на порядок выше, и прежде всего за счет более значительного поступления терригенного материала. Учитывая существование в благоприятных геологических условиях вертикальной миграции УВГ из залежи к дневной поверхности, определенный поисковый интерес могут представлять аномальные (превышающие фон) количества УВГ, установленные в донных осадках почти всех морей. В Баренцевом море это осадки Предновоземельской структурной зоны, Центрально-Баренцевской зоны поднятий, а также Кольского и Печорского шельфов (до $5,9 \text{ см}^3/\text{кг}$), где уже открыт ряд нефтегазовых месторождений. В Карском море наиболее высокие (до $17,5 \text{ см}^3/\text{кг}$) и стабильно фиксируемые концентрации метана установлены в осадках потенциально перспективных на углеводороды (УВ) Южно-Карской синеклизы и Западно-Ямальского шельфа. В море Лаптевых особого внимания заслуживает Усть-Ленский грабен и особенно его северо-западная часть, где в большинстве проб установлено доминирование бутана над метаном, а также наличие аргона и гелия – газов, имеющих, как правило, миграционную природу. Наконец, в Чукотском море аномальные количества метана (до $58,0 \text{ см}^3/\text{кг}$) отмечены на значительной площади впадины Хоуп Южно-Чукотского прогиба (российский сектор моря). Сумма гомологов достигает $0,1 \text{ см}^3/\text{кг}$ (среднее значение 0,005) при фоне $0,001 \text{ см}^3/\text{кг}$. Повышенные количества УВ установлены здесь также в придонной воде.

Структурный контроль в распределении значительной части аномальных количеств УВГ, приуроченность их к ослабленным зонам, а также особенности состава газов дают основания рассматривать многие аномальные содержания УВГ как «прямые» признаки нефтегазоносности недр. Подтверждает это предположение и нередко наблюдаемое отсутствие прямой связи повышенных содержаний УВГ с гранулометрическим составом осадков и количеством в них органического вещества (Яшин, 2002).

Рассматриваемые голоценовые образования формировались (и формируются) в процессе последней трансгрессии, начавшейся около 15–12 тыс. лет назад. Предшествовавшая ей (плейстоценовая) история развития Арктического шельфа завершилась значительным падением уровня Мирового океана и практически всеобщим осушением региона. Характер предголоценового рельефа и природа водоемов, в которых формировались осадки, на западе и востоке Арктического шельфа были существенно различны. Западно-Арктический шельф представлял собой относительно расчлененную поверхность, что обусловило наличие островов, проливов и водоемов. Нельзя исключить существования локальных (островных) ледников. Связь с глубоководным Арктическим бассейном полностью не прерывалась, что подтверждается наличием непрерывных разрезов плейстоцен-голоценовых осадков. Лаптевско-Чукотский шельф сартанского времени – это область аккумуляции аллювиальных и озерно-аллювиальных осадков в условиях плоского рельефа. Признаки палеодолин, многие из которых прослеживаются на продолжении современных крупных рек, свидетельствуют о наличии разветвленной речной сети. Ландшафт был, по всей вероятности, близок к перигляциальному – господствовали сухие холодные и безлесные пространства, где преобладал лёссово-ледовый тип литогенеза.

Голоценовая трансгрессия знаменует собой начало нового, пока не завершено цикла развития Арктического шельфа. Ход трансгрессии наиболее полно отражают комплексы микрофауны и диатомей (Полякова, 1984, 1988; Поляк, 1986; Саидова, 1982).

Анализ органических остатков свидетельствует о том, что наиболее мелководным (на западе ингрессивным) голоценовый бассейн был на ранних этапах трансгрессии в бореальное время. Центральная котловина Баренцева моря (желоб Самойлова) представляла собой в начале голоцена глубоководную бухту Норвежско-Гренландского бассейна, а северные желоба Баренцево-Карского региона – аналогичные бухты Арктического бассейна. В связи с таянием ледников на островах и прилегающей суше в акваторию поступало большое количество терригенного материала. В море Лаптевых, в районе современных глубин 40–50 м (на 200–300 км севернее современной береговой линии) формировались прибрежные и дельтовые фации; глубина Чукотской впадины не превышала 30 м (современная 50–60 м), а банка Геральда была островом. Еще более мелководным, как и на западе Арктики с широким развитием островной суши, был бореальный бассейн на Аляскинском шельфе. Об этом свидетельствует песчаный состав осадков, разнообразие сублиторальных диатомей, а главное – отсутствие в ряде разрезов осадков этого времени. В атлантический век море значительно продвинулось на юг, но, как показывает анализ строения разрезов голоцена, не везде достигало современного положения. Богатые и разнообразные комплексы моллюсков, микрофауны и диатомей свидетельствуют о значительном поступлении атлантических вод. На заключительном этапе голоценовой трансгрессии характер морского бассейна менялся мало. Наиболее холодным бассейн был в суббореальное время – осадки этого времени в Восточной Арктике содержат обилие криофильных водорослей, жизнедеятельность которых прямо связана с наличием ледового покрова. Современные очертания арктические моря приняли в субатлантическое время, около 2 тыс. лет назад.

Масса вещества, накопившегося в голоцене (10 000 лет) на шельфе арктических морей России, рассчитанная из средней мощности осадков в выделенных выше литодинамических зонах шельфа, оценивается нами в $11\,550 \cdot 10^9$ или $11\,550 \cdot 10^6$ т в год (табл. 1). Наибольшее количество вещества на 1 км^2 площади шельфа получают моря Лаптевых – 400 и Карское – 318 т/км^2 , наименьшее – Ба-

Таблица 1

ГОДОВОЙ БАЛАНСОВЫЙ РАСЧЕТ ВЕЩЕСТВА, ФОРМИРУЮЩЕГО ГОЛОЦЕНОВУЮ ТОЛЩУ НА АРКТИЧЕСКИХ ШЕЛЬФАХ РОССИИ

Море	Внешние источники (10^6 т/г)					Размыв дна (10^6 т/г)	Все источники (10^6 т/г)	Расчетная площадь шельфа (10^3 км ²)	На 1 км ² площади (т)
	взвешенный речной сток	растворенный речной сток	абразия берегов	ледовый разнос	Всего				
Баренцево	<u>14,3</u> 4,0	<u>15,0</u> 5,0	<u>59,0</u> 19,0	<u>33,0</u> 11,0	<u>121,3</u> 39,0	<u>183,7</u> 61,0	<u>305,0</u> 100	1400	218,0
Карское	<u>33,1</u> 13,0	<u>30,0</u> 11,0	<u>109,0</u> 42,0	<u>24,3</u> 9,0	<u>196,4</u> 70,0	<u>83,6</u> 30,0	<u>280,0</u> 100	880	318,0
Лаптевых	<u>21,0</u> 12,0	<u>25,0</u> 14,0	<u>80,0</u> 44,0	<u>18,2</u> 10,0	<u>144,2</u> 80,0	<u>35,8</u> 20,0	<u>180,0</u> 100	450	400,0
Восточно-Сибирское	<u>25,6</u> 10,0	<u>7,0</u> 3,0	<u>120,0</u> 48,0	<u>25,0</u> 10,0	<u>177,6</u> 74,0	<u>62,4</u> 26,0	<u>240,0</u> 100	900	266,0
Чукотское	<u>8,0</u> 5,0	<u>3,0</u> 2,0	<u>35,0</u> 20,0	<u>16,0</u> 9,0	<u>62,0</u> 41,0	<u>88,0</u> 59,0	<u>150,0</u> 100	580	258,0
Все моря	<u>102,0</u> 9,0	<u>80,0</u> 7,0	<u>403,0</u> 35,0	<u>116,5</u> 10,0	<u>701,5</u> 61,0	<u>453,5</u> 39,0	<u>1155,0</u> 100	4210	274,0

Примечание. В знаменателе (во всех колонках) – цифры в процентах. В графе «Растворенный речной сток» около 30% от всей суммы растворенных веществ.

ренцево море – 218 т/км². Баланс вещества, формирующего голоценовую толщу, складывается за счет внешних (сток рек, абразия берегов, ледовый разнос) и внутренних (размыв дна) источников.

Величина взвешенных веществ, ежегодно поставляемых реками в арктические моря России, оценивается в $102,0 \cdot 10^6$ т, растворенных – по разным источникам от $242,0$ до $350,0 \cdot 10^6$ т (БЭС, 1952; Геологическое строение..., 1984). За счет твердого стока рек больше всего материала получает Карское море ($33,1 \cdot 10^6$ т/год). Характерно, что на востоке (реки Яна, Индигирка, Алазея, Колыма) в отличие от более западных рек твердый сток преобладает над растворенным. Причина кроется как в более расчлененном (часто горном) рельефе водосборных бассейнов, так и в том, что значительно большая их часть (по сравнению с бассейнами других рек) располагается севернее Полярного круга, где доминирует механическая денудация. Количественная оценка роли растворенных веществ в формировании голоценовых осадков менее определена, что вызвано низкой температурой вод, объясняющей своеобразие химико-биологических процессов. По некоторым расчетам (Белов, Лапина, 1961), более 70 % растворенного материала минует шельф и выносится в Северный Ледовитый и далее в Атлантический океаны. В этой связи количество растворенного материала, осаждающегося на шельфе, условно оценивается нами в $80,0 \cdot 10^6$ т/год, что составляет 25–30 % от всей суммы растворенных веществ.

Значительный объем вещества поступает также за счет абразии берегов. Наибольшая скорость разрушения характерна для берегов, сложенных рыхлыми (часто льдистыми) породами. Применительно к берегам моря Лаптевых приводится средняя скорость отступания берега на 4–5 м/год (Геологическое строение..., 1984). Анализ

аэрофотоснимков показал, что на о. Новая Сибирь (Восточно-Сибирское море) скорость разрушения отдельных участков южного берега достигает 3–5 м/год (Иванов, Яшин, 1959). Количественная оценка поступающего за счет абразии обломочного материала, выполненная О. В. Суздальским (1974) для Баренцева и Карского морей и Д. С. Яшиным и др. для остальных арктических морей, дает $403,0 \cdot 10^6$ т/год. Наибольшее количество приходится на Восточно-Сибирское море ($120,0 \cdot 10^6$ т/год), меньше всего за счет абразии получает Чукотское море ($35,0 \cdot 10^6$ т/год). Наконец, третий внешний источник (ледовый разнос) поставляет в арктические моря $116,5 \cdot 10^6$ т/год осадочного материала (Кошелева, Яшин, 1999).

Первым рубежом, где начинается интенсивная аккумуляция поступающего вещества, является прибрежная зона, и прежде всего барьер река – море. Вместе с тем, распределение мощностей современных осадков на шельфе свидетельствует о том, что в дальнейшем, за счет постоянной переработки течениями и волнениями, абразийная деятельность которых особенно велика на мелководье, значительная часть материала выносится в открытую часть бассейна. Как показали данные уран-ториевого метода, твердый сток рек, поступающий в море Лаптевых, до захоронения в осадок переосаждается в среднем 2,3 раза, а замутненные материковым стоком воды наблюдались на расстоянии до 500 км от дельты р. Лена и эстуариев Оби и Енисея (Буренков, Шевченко, 1999).

Таким образом, за счет внешних источников (сток рек, абразия берегов, ледовый разнос) в арктические моря России ежегодно поступает $701,5 \cdot 10^6$ т вещества. Это составляет только 61 % от суммы всех источников. Разница в $453,5 \cdot 10^6$ т/год (39 %) – это масса вещества, обязанная другим источникам, и прежде всего подводному размыву дна. Наиболее значительна роль размыва дна в формировании голоценовой толщи в морях Баренцевом и Чукотском (около 60 % всей массы вещества), для остальных акваторий роль размыва дна оценивается в 20–30 % (табл. 1).

Дальнейшие исследования, безусловно, помогут уточнить как объем вещества, накопившегося в арктических морях в голоцене, так и роль каждого из источников. Вместе с тем значительный, а в ряде случаев и определяющий вклад донного размыва, на наш взгляд, сомнений не вызывает. Это прежде всего окраинные шельфовые области Баренцева и Карского морей, принципиально отличные от северной периферии морей Восточной Арктики, где ведущими являются процессы аккумуляции.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ

ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ПОЛЯ

Изученность акваторий

Магнитометрические наблюдения. Более чем за тридцать лет непрерывных площадных аэромагнитных съемок, начатых в 1961 г., практически вся область шельфовых морей России была покрыта сетью маршрутов магнитометрических наблюдений. Ориентировка и плотность съемочных профилей в отдельных районах Арктического шельфа определялись задачами конкретных исследований и генеральным простирающим геологическим структур. На параметры съемочной сети и мето-

дику измерений влияло также географическое положение района работ, его удаленность от островов и континента. В итоге изученность акватории шельфа оказалась крайне неравномерной (рис. 9).

Первые площадные аэромагнитные съемки вплоть до 1967 г. осуществлялись совместно производственными подразделениями НИИГА и ГУНиО, последующие – силами НИИГА–ВНИИОкеангеология и ПМГРЭ. Использовались различные виды аэромагнитометров – от ферромагнитных (АМ-13, АММ-13) и протонных (ППМ, АМП-7 и ЯМП-3, ММС-214) до квантовых (КАМ-28). Съемки сопровождалась измерениями вариаций геомагнитного поля. Магнитовариационные станции, от одной до четырех, устанавливались на островах, материке, а иногда и на дрейфующем льду. Качество полученных материалов, в первую очередь по точности плановой привязки, резко различно. Первые площадные наблюдения по редкой сети профилей проводились преимущественно на высотах 800 и 300 м с использованием грубой астрономической навигации, реже – фотосъемки. Ошибки определения местоположения самолета при этом достигали первых (по оценкам исполнителей – трех) десятков километров. Погрешности измерений составляли около ± 60 –100 нТл. Позднее для целей плановой привязки применялись радиогодезическая система РЫМ и различные модификации радиогодезической системы ПОИСК, дающие погрешности в 200–500 м с максимальными значениями в 1000 м. Полеты при этом проводились, как правило, на высоте 300 м. Погрешности измерения аномального магнитного поля, по оценкам авторов производственных отчетов, составляли ± 10 –15 нТл в районах спокойного магнитного поля и ± 20 –30 нТл в высокоградиентных областях. К числу наиболее высокоточных площадных исследований на Арктическом шельфе относятся съемки над Ляховскими о-вами, на арктическом геотраверсе о. Де-Лонга – Северный полюс, а также над Северной Землей и Землей Франца-Иосифа, проведенные силами ПМГРЭ в 1988–2000 гг. Наблюдения осуществлялись с использованием спутниковой навигации, современной протонной магнитометрической аппаратуры и характеризуются как высоким качеством плановой привязки (десятки метров), так и высокой точностью (менее 10 нТл). Исходные данные по магнитному полю Арктического региона хранятся в фондах ВНИИОкеангеологии и ПМГРЭ. За исключением последних, наиболее высокоточных съемок с цифровой регистрацией большинство исходных магнитометрических материалов представлено в виде аналоговых записей и/или карт графиков аномального магнитного поля, вычерченных в разнообразных картографических проекциях и м-бах, меняющихся от 1 : 2 000 000 (с расстоянием между маршрутами 20 км) до 1 : 25 000 (с межмаршрутным расстоянием 250 м). Вертикальные масштабы графиков аномального магнитного поля, представленных на картах, варьируют от 200 до 50 нТл/см в зависимости от преимущественной амплитуды магнитных аномалий в каждом из районов исследований. Результаты измерений по отдельным съемкам, вплоть до конца 1980-х годов, приводились к ближайшей эпохе уровня нормального поля ИЗМИРАН, позднее – к уровню международного поля IGRF. Для ряда ранних площадных и маршрутных исследований уровень относительности выбирался методами визуального сглаживания либо центрирования. Для части исходных карт графиков и изолиний аномального магнитного поля (АМП) характерно отсутствие сведений о нормальном поле, использованном при их построении. Общая протяженность отснятых в арктическом регионе аэромагнитных профилей составляет около 1 400 000 пог. км. На сегодня наиболее детально изученными в магнитометрическом отношении оказались шельфы Баренцева и юго-западной части Карского морей, а также архипелаги, острова и прилегающие к ним акватории. Осталась практически не изученной северо-восточная часть Карского моря.

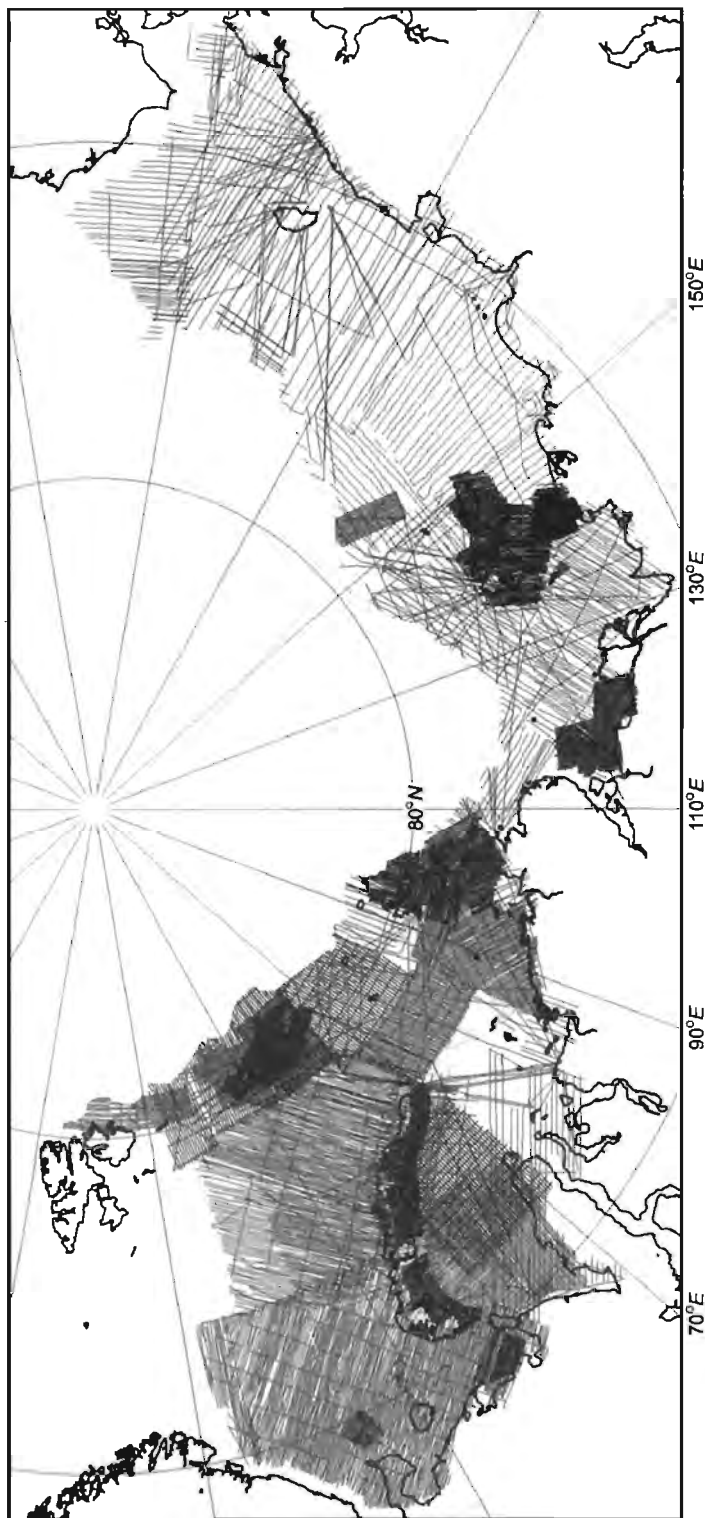


Рис. 9. Аэромагнитная изученность Арктического шельфа России.

Гравиметрические наблюдения на Арктическом шельфе России проводились в 1963–1991 гг. в процессе авиадесантных и морских гравиметрических съемок. Наибольшее количество профильных измерений поля силы тяжести с судов было осуществлено в Баренцево-Карском регионе силами МАГЭ и НИИГА-ВНИИОкеангеологии. Незначительный объем морских исследований был выполнен также в южных частях Восточно-Сибирского моря. Межмаршрутные расстояния сети профилей при этом в среднем составляют около 10–20 км. Авиадесантные съемки проводились подразделениями ГУНиО, ПМГРЭ и ВНИИОкеангеологии. Средняя плотность точек измерений в пределах всего шельфа в среднем составила около 12×12 км. В северных областях морей Лаптевых и Чукотского, а также в северо-восточной области Восточно-Сибирского моря она оказалась ниже – около 25×25 км (рис. 10).

При проведении полевых работ применялись комплекты морских кварцевых гравиметров ГМН и различные модификации сухопутных кварцевых гравиметров ГДК и ГАК. С 1963 г. до конца конца 1970-х годов плановая привязка авиадесантных и морских гравиметрических исследований осуществлялась с использованием как астрономических наблюдений, так и радиогодезических систем ПОИСК-С, ПОИСК-ЗВЕЗДА, обеспечивающих погрешности плановой привязки ± 200 – 300 с максимальными значениями ± 600 м. Позднее при производстве морских наблюдений использовались спутниковые системы привязки ТРАНЗИТ и ЦИКАДА, обеспечивающие точность определения местоположения судна до ± 1000 м. Проведенный анализ погрешностей измерений гравитационного поля арктического региона показал, что они в среднем колеблются в пределах ± 1 – 3 с максимальными значениями ± 5 мГал. Однако существуют отдельные точки наблюдений, где точность измерения поля силы тяжести может быть значительно ниже. Локализация этих точек в настоящий момент не представляется возможной из-за недостаточной степени изученности. К числу наиболее высокоточных авиадесантных съемок относятся точечные измерения, выполненные вдоль линии арктического геотраверса о. Де-Лонга – Северный полюс. Исходная аналоговая гравиметрическая информация представлена и хранится в виде каталогов морских и авиадесантных наблюдений, листов Государственной карты поля силы тяжести СССР в редукции в свободном воздухе м-ба $1 : 1\,000\,000$, а также в виде сводных гравиметрических карт Арктики, Арктического шельфа СССР и отдельных его регионов в более мелких м-бах (от $1 : 2\,500\,000$ до $1 : 6\,000\,000$).

Общий объем гравиметрических данных, накопленных на акваториях шельфовых морей России, составляет около 180 000 пог. км морских наблюдений и около 35 000 пунктов авиадесантных измерений.

Создание сводной базы данных по акваториям арктических морей России было начато во ВНИИОкеангеологии в 1993 г. К настоящему времени осуществлены перевод практически всей имеющейся исходной гравимагнитной информации (каталоги, карты графиков, листы государственных гравиметрических карт и т. д.) в цифровую форму и ее переобработка с применением современных компьютерных технологий, имеется согласованная база данных по аномальному магнитному полю и гравитационным аномалиям. Пройден также завершающий этап объединения отдельных наборов данных для всей площади исследований – пересчет исходной информации в равномерную сеть (операция гридирования) с использованием метода минимума кривизны поверхности (Smith, Wessel, 1990).

Гриды аномального магнитного и гравитационного полей для всего шельфа в целом рассчитаны со средними минимально возможными размерами ячейки, кото-

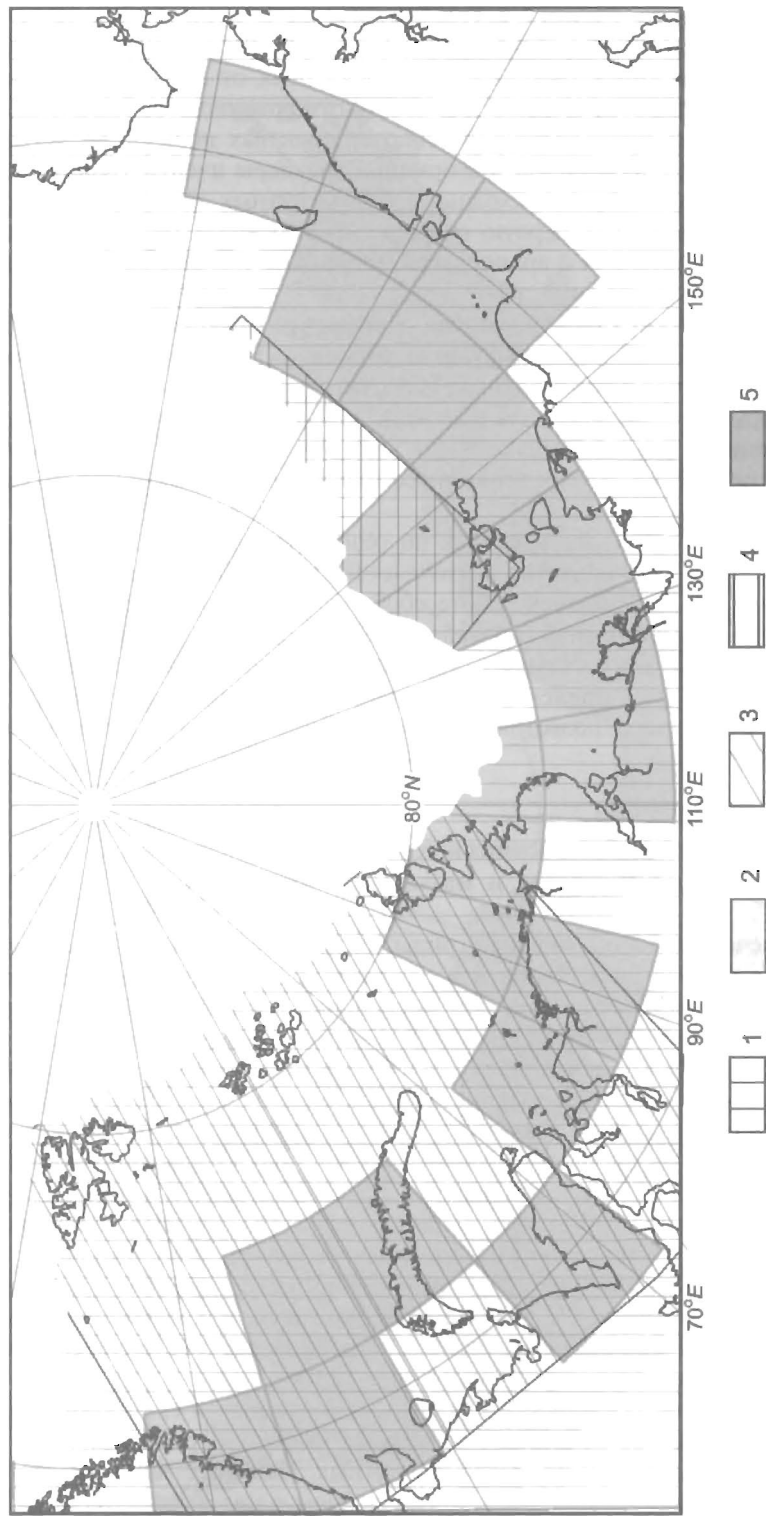


Рис. 10. Гравиметрическая изученность Арктического шельфа России.

1 – карта аномального гравитационного поля. Редукция в свободном воздухе. М-б 1 : 6 000 000, 1988. Авторы А. П. Губернов, Г. В. Малыгин, И. А. Мурашев; 2 – гравиметрическая карта Арктического шельфа России и прилегающих областей. М-б 1 : 2 500 000, 1980. Авторы Г. И. Гапоненко, Е. Н. Засепин, Н. Н. Ласточкина; 3 – листы государственной гравиметрической карты. Аномалии в свободном воздухе. М-б 1 : 1 000 000; 4 – гравиметрическая карта Баренцево-Карского шельфа. Редукция в свободном воздухе. М-б 1 : 2 500 000, 1987. Авторы В. А. Журавлев, Н. Н. Булгак, Л. С. Башмакова; 5 – гравиметрическая карта. Редукция в свободном воздухе. М-б 1 : 2 500 000, 1995. Авторы А. А. Картелев, И. А. Мурашев.

рые для АМП и поля силы тяжести составляют соответственно 5×5 и 10×10 км. Эти grids на сегодня составляют наиболее достоверную цифровую основу для создания сводных компьютерных карт изолиний, свободных от авторской трактовки, присущей «ручным» аналогам, а также для автоматизированного расчета и вывода на печать трансформированных значений геопотенциальных полей. Следует отметить, что детальность гридированной информации (размеры ячейки грида) определяется исключительно плотностью исходных гравимагнитных данных, поэтому для отдельных шельфовых морей (в первую очередь для Баренцева моря) и их частей, а также для отдельных островов и архипелагов могут быть построены более детальные карты АМП и поля силы тяжести.

Компьютерная обработка оцифрованных и цифровых гравиметрических и магнитометрических материалов по шельфу дала возможность создать наборы разнообразных цифровых материалов (исходных, пересчитанных в равномерные сети данных и их трансформант). Она позволила построить новые уточненные и дополненные современными данными версии компьютерных карт, доступных для комплексной интерпретации с результатами других геолого-геофизических исследований на современном уровне.

Существующая (текущая) база данных по геопотенциальным полям арктической акватории постоянно пополняется и уточняется за счет включения в нее новой цифровой информации. В настоящей работе обобщены и проанализированы результаты гравимагнитных исследований, проведенных на шельфовых морях Арктики до 1993 г. Материалы последних съемок (1993–2000 гг.), выполненных ПМГРЭ над арх. Земля Франца-Иосифа и прилегающей акваторией, а также в центральной части Карского моря, на период подготовки данной публикации находились в стадии первичной обработки.

Сводные компьютерные карты гравитационных и магнитных аномалий

Как уже отмечалось выше, сводные grids магнитных аномалий (размер ячеек 5×5 км) и аномалий поля силы тяжести в редукции в свободном воздухе (размер ячеек 10×10 км) послужили основой для построения сводных карт аномального магнитного и гравитационного поля аномалий Арктического шельфа России.

В пределах исследуемой акватории (рис. 11) закартированы весьма разнообразные по амплитудно-частотным характеристикам и простираению магнитные аномалии. Наблюдаются существенные различия структуры аномального магнитного поля в западной и восточной частях шельфа российской Арктики. В западной части (моря Баренцево и Карское) преобладают интенсивные положительные и отрицательные аномалии, как линейные (в целом сочетающиеся с простираанием Новой Земли), так и изометричной формы. Интенсивность магнитных аномалий на востоке (моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское) значительно ниже, при этом преобладают аномалии изометричной формы. Единственным, пожалуй, исключением является линейно вытянутая магнитная аномалия к северу от о. Врангеля и ортогональная к ней серия аномалий на востоке Восточно-Сибирского моря.

Аномалии поля силы тяжести представлены в редукциях в свободном воздухе (рис. 12). Различия между западными и восточными морями в гравитационных аномалиях выражены менее отчетливо, чем в магнитных. Наиболее заметное систематическое различие состоит в гораздо более сглаженном в целом характере гравита-

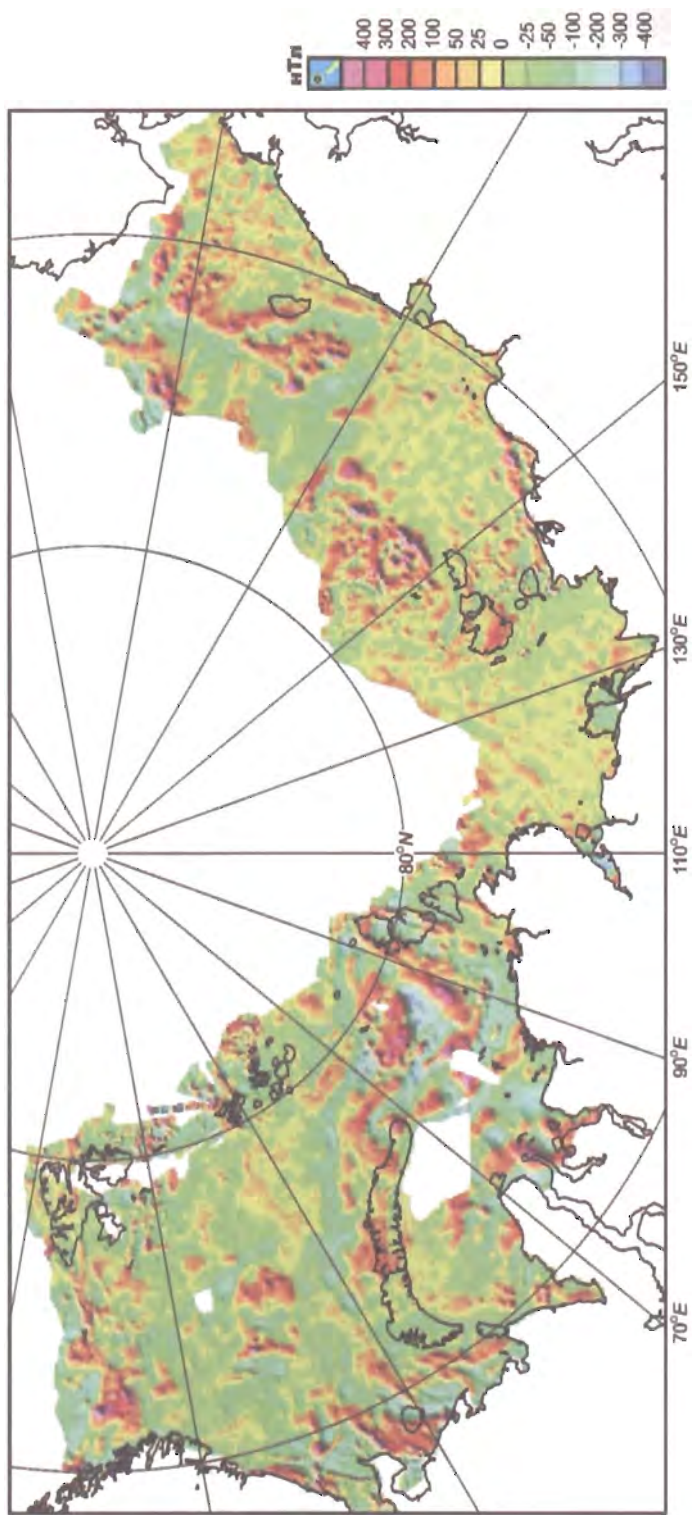


Рис. 11. Аномальное магнитное поле.

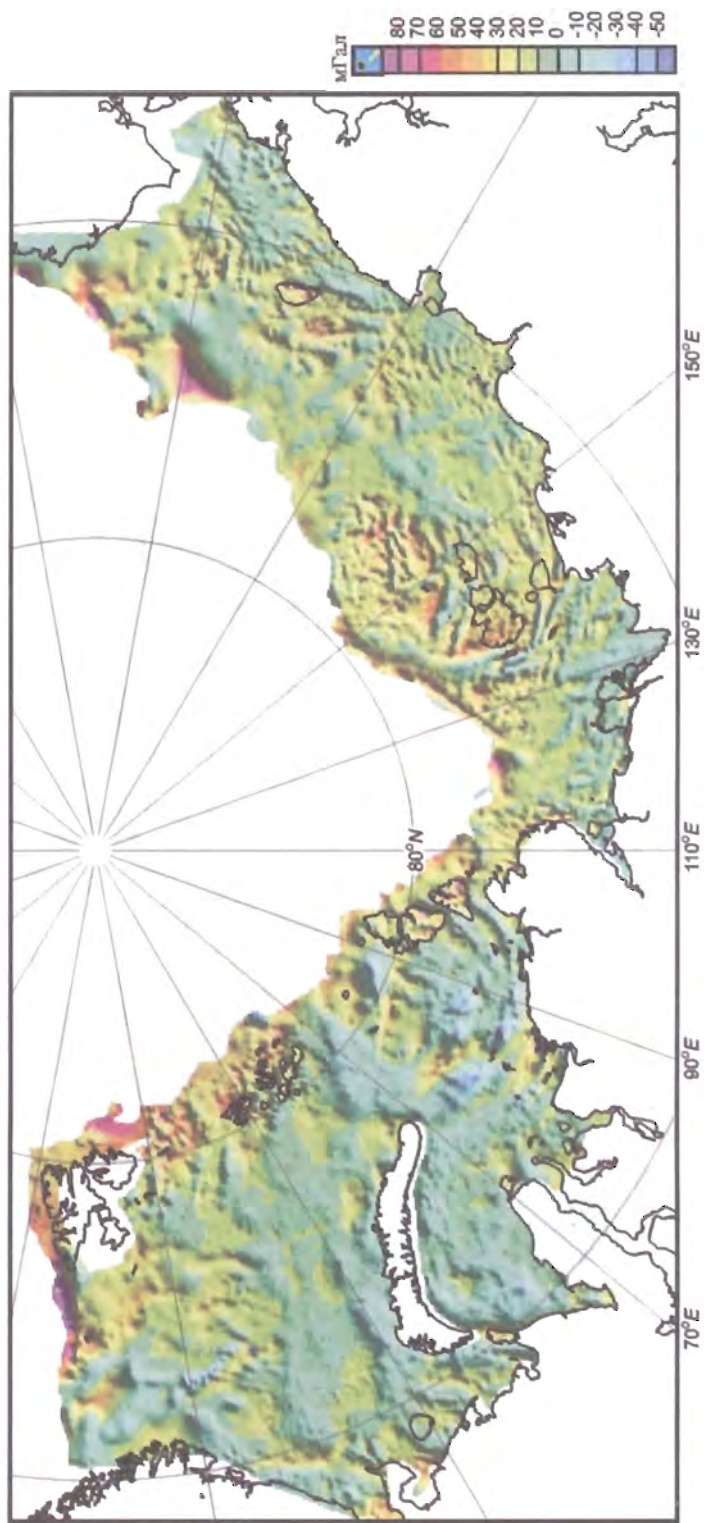


Рис. 12. Аномалии поля силы тяжести в редукции в свободном воздухе.

ционных аномалий на востоке по сравнению с западом. Эта тенденция наблюдается как в аномалиях в свободном воздухе, так и в аномалиях Буге.

В пределах Западно-Арктического шельфа, на большей части акватории Баренцева моря, доминирует северо-восточное простирание гравитационных аномалий. Исключение составляет южная часть акватории, где аномалии, очевидно, являются продолжением аномалий Тимано-Печорской провинции и имеют северо-западное простирание, а также системы отрицательных аномалий в районе прогиба Нордкап, имеющих в основном западное простирание, и изометричных аномалий на севере акватории между Землей Франца-Иосифа и Шпицбергенем. На севере Карского моря к северо-востоку от Новой Земли достаточно интенсивные (от минус 80 до +30 мГал) знакопеременные гравитационные аномалии с различным простиранием, от широтного до меридионального, формируют кольцообразную структуру. На юге Карского моря структурный план гравитационных аномалий в целом согласуется с простиранием Новой Земли. Наиболее интенсивная для этого региона отрицательная аномалия зафиксирована на юге Карского моря в пределах Южно-Карской впадины.

Для восточных морей характерны аномалии несколько меньшей интенсивности. Наиболее выделяющаяся особенность – система линейно вытянутых аномалий в море Лаптевых к юго-западу от Новосибирских о-вов. На карте аномалий Буге на севере Восточно-Сибирского и Чукотского морей прослеживается вытянутая на восток положительная аномалия, которая пространственно совпадает с упомянутой выше магнитной аномалией того же простирания.

Структурные особенности потенциальных полей, в частности, линсаменты, связанные с дизъюнктивными дислокациями различного порядка, отчетливо выражаются в вертикальной и горизонтальной производных магнитных и гравитационных аномалий. Карты этих производных представлены на рис. 13–16. На картах градиентов аномального магнитного поля различие структуры фундамента восточных и западных арктических морей проявилось более заметно, чем на исходной карте магнитных аномалий. Моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское характеризуются значительно меньшими градиентами аномалий, чем Баренцево и Карское.

В градиентах аномалий поля силы тяжести существенного различия между восточными и западными морями Арктического шельфа России не наблюдается. Тем не менее, выделяется ряд низкоградиентных зон. Эти зоны расположены в южной и северной частях Баренцева моря, в южной части Карского моря, в западной части моря Лаптевых, в восточной части Восточно-Сибирского моря и на севере Чукотского.

Как в аномальном магнитном, так и в гравитационном полях выделяются два типа высокоградиентных зон. Наиболее распространены линейно вытянутые аномалии знакопеременных градиентов (характерные примеры – прогиб Нордкап, Предновоземельский прогиб, Северо-Сибирский порог, система грабенов к югу от Новосибирских о-вов). На ряде участков встречаются также области с довольно интенсивными градиентами потенциальных полей, где их облик изометричен – аномалии такого типа зафиксированы в районе Земли Франца-Иосифа, к западу от архипелага Северная Земля и в южной части Чукотского моря. Очевидно, линейно вытянутые зоны интенсивных вертикального и горизонтального градиентов отвечают зонам дизъюнктивных нарушений, насыщенным телами базитовых интрузий.

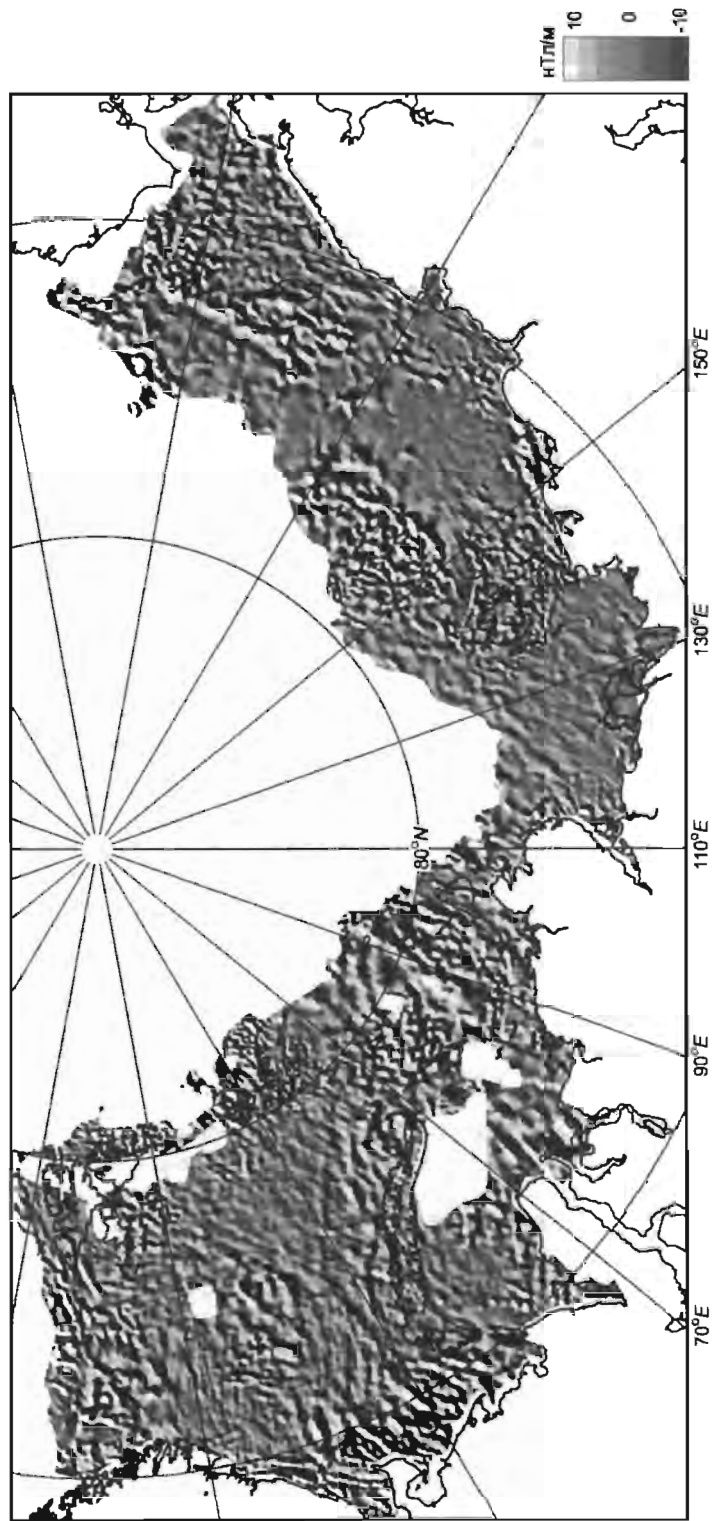


Рис. 13. Вертикальный градиент магнитных аномалий.

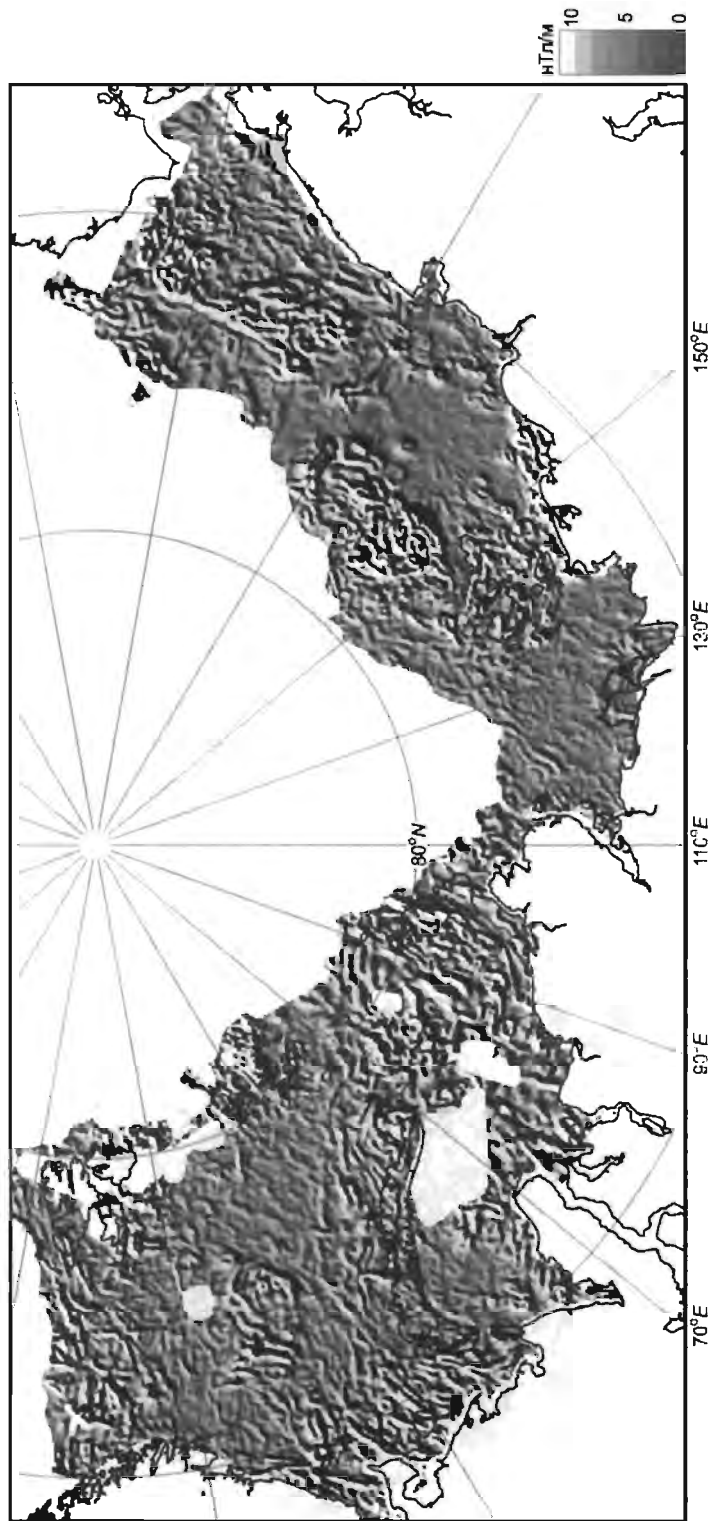


Рис. 14. Горизонтальный градиент магнитных аномалий.

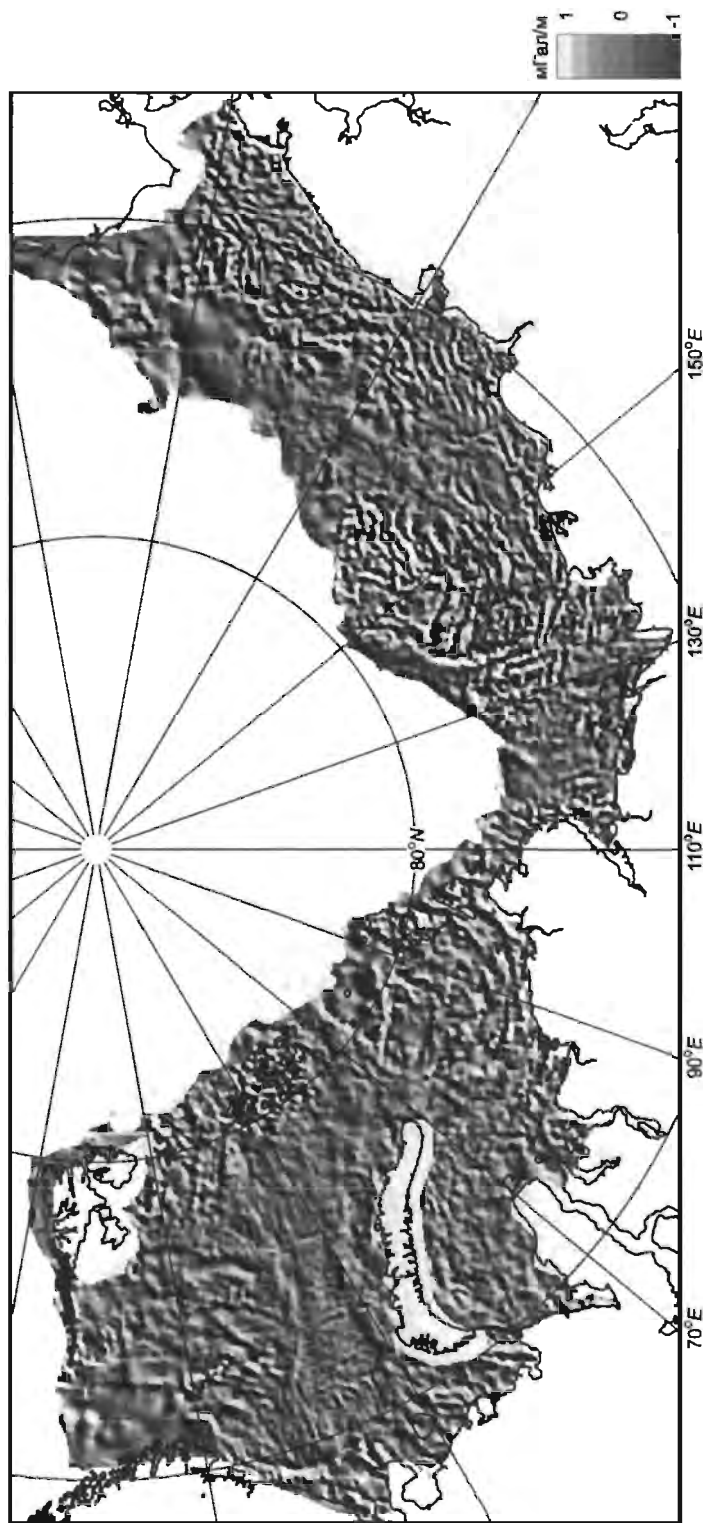


Рис. 15. Вертикальный градиент аномалий поля силы тяжести.

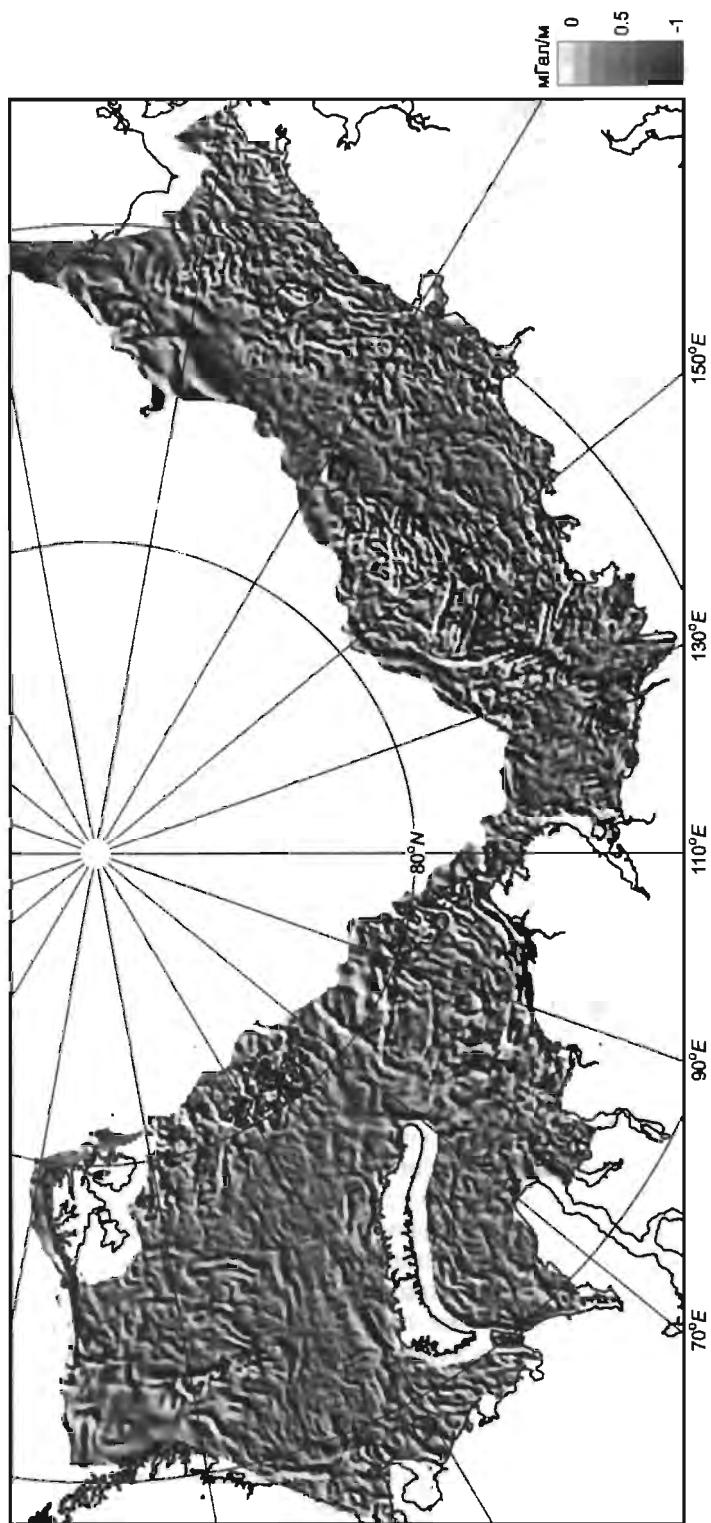


Рис. 16. Горизонтальный градиент аномалий поля силы тяжести.

Спектральные характеристики гравитационных и магнитных аномалий, деление полей на составляющие

Наличие цифрового представления исходных данных по аномалиям поля силы тяжести и аномальному магнитному полю в пределах обширной площади арктических морей России открывает возможность эффективного применения приемов разделения полей на компоненты, обусловленные источниками различной глубинности. Теория и практика геофизических исследований показывают, что наиболее целесообразными для такого разделения представляются методики, основанные на фильтрации полезного сигнала (аномалий с соответствующими амплитудно-частотными характеристиками, несущими информацию об интересующем объекте исследований) и помех, а также применение процедуры пересчета поля в верхнее полупространство.

Для проведения спектрального анализа потенциальных полей применялся программно-математический аппарат, основанный на использовании быстрого преобразования Фурье. Современные средства вычислительной техники позволяют использовать этот стандартный аппарат для работы с достаточно обширными наборами гридированных данных. В результате были рассчитаны и проанализированы энергетические спектры гравитационных и магнитных аномалий для каждого из описываемых морей и для всего Арктического шельфа России в целом.

Наиболее отчетливой особенностью спектров гравитационных и магнитных аномалий представляется наличие двух характерных максимумов: менее выраженного, отвечающего длине волны около 100 км, и наиболее отчетливого, отвечающего длине волны около 250 км. Указанные максимумы присутствуют как в обобщенных спектрах гравитационных и магнитных аномалий, так и в спектрах, рассчитанных по массивам данных в отдельных акваториях арктических морей. Рассмотрение спектральных характеристик в отдельных акваториях шельфа России подчеркивает фундаментальные различия восточных (Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское) и западных (Баренцево и Карское) морей российской Арктики. Спектральные характеристики восточных акваторий являются гораздо более сглаженными, что отчасти может быть вызвано несколько более разреженной сетью наблюдений в этой части Арктического шельфа, но связано и с различиями глубинного строения. Вероятно, структура коры восточных морей более однородна, чем западных.

Спектральный анализ гравитационных и магнитных аномалий Арктического шельфа России, выполненный как с применением традиционной методики расчета энергетических спектров, так и с использованием двумерного спектра Фурье, показывает наличие двух доминирующих компонент аномального магнитного и гравитационного полей. Это классы аномалий поля силы тяжести, имеющих периоды более 250 км (условно может приниматься как «длинноволновая» компонента) и в диапазоне 100–250 км (условно может приниматься как «средневолновая» компонента).

Источники, продуцирующие «длинноволновые» аномалии, вероятно, связаны с нижними частями земной коры: неоднородностями «базальтового» слоя, и в первую очередь с рельефом подошвы земной коры. Промежуточный класс аномалий ($\lambda = 100\text{--}250$ км), вероятно, имеет источники, приуроченные к неоднородностям в фундаменте, и прежде всего могут быть обусловлены особенностями рельефа его кровли (при относительно заглубленном ее положении). Отметим еще раз, что существенных различий между спектрами магнитных и гравитационных аномалий промежуточного класса не наблюдается, что служит явным признаком их однородности.

Судя по энергетическим спектрам и синтезу Фурье, могут выделяться и «локальные» аномалии (с длиной волны менее 100 км), происхождение которых может быть

связано с неоднородностями промежуточного структурного этажа, отдельными магматическими образованиями в пределах осадочной оболочки или локальными неоднородностями в фундаменте при неглубоком его залегании. Однако этот класс аномалий имеет существенно подчиненный характер в пределах всего Арктического шельфа, хотя подобный вывод может приниматься и не столь однозначно, учитывая недостаточную детальность съемочной сети на значительной части его площади.

Деление аномальных полей на составляющие является одним из эффективных способов их геологической интерпретации. Для содержательно обоснованного деления аномалий необходимо располагать достаточным количеством априорных данных о глубинном строении литосферы на ряде эталонных участков, что для акватории Арктического шельфа практически недостижимо. Однако приведенные выше сведения о спектральных характеристиках потенциальных полей позволяют осуществить формальное разделение этих полей на компоненты с применением методики фильтрации и вычисления остаточных аномалий на основе сводных гридов. На этапе региональной характеристики столь обширного и малоизученного региона, как Арктический шельф России, информация в виде остаточных аномалий потенциальных морей представляется достаточно важной для целей тектонического районирования (рис. 17–18).

Основная отличительная особенность коротковолновых (длина волны менее 100 км) гравитационных и магнитных аномалий – это отсутствие существенных различий в их амплитудах и морфологии между морями Западной и Восточной Арктики по сравнению с исходными аномалиями. Наиболее интенсивные коротковолновые магнитные аномалии наблюдаются в южной части Баренцева моря (линейно вытянутые аномалии, продолжающие структуры Тимано-Печорского региона), а также в местах явного подъема поверхности кристаллического фундамента (районы Центрально-Карской возвышенности в Западной Арктике и поднятия Де-Лонга в Восточной).

Примерно на границе Восточно-Сибирского и Чукотского морей прослеживается протяженная магнитная аномалия, линейно вытянутая с запада на восток. С ней пересекаются цепочки также линейно вытянутых коротковолновых магнитных аномалий юго-западного – северо-восточного простирания (к северо-западу от о. Врангеля) и меридионального – северо-восточного простирания в северной части Чукотского моря. Менее интенсивные коротковолновые аномалии наблюдаются в районе Земли Франца-Иосифа (для этой группы аномалий, вероятно, характерна еще меньшая длина волн), а также в центральной части Баренцева моря и в районе о. Котельный. Коротковолновая компонента гравитационных аномалий в ряде регионов выглядит менее выразительно, чем аналогичная компонента магнитных. Наиболее отчетливо выражены три системы линейно вытянутых гравитационных аномалий в районе развития грабенообразных впадин в юго-восточной части моря Лаптевых. Такие же отчетливые линеаменты коротковолновых гравитационных аномалий, в среднем параллельные Северо-Новоземельскому порогу, представлены в центральной части Карского моря и на западе Баренцева моря (сопряжены с генеральным простиранием Нордкапского прогиба). Изометричные коротковолновые аномалии поля силы тяжести характерны для района Земли Франца-Иосифа.

Гораздо более отчетливо выражены средневолновые (длина волны 100–200 км) компоненты гравитационных и магнитных аномалий. Различие средних амплитуд и морфологии аномалий между западными и восточными морями для этого класса аномалий представляется весьма существенным. В средневолновых компонентах гравитационного и магнитного полей отчетливо проявляются системы знакопеременных аномалий в южной части Баренцева моря, на севере Карского моря, к северо-востоку от Новосибирских о-вов, западнее и севернее о. Врангеля. В море Лапте-

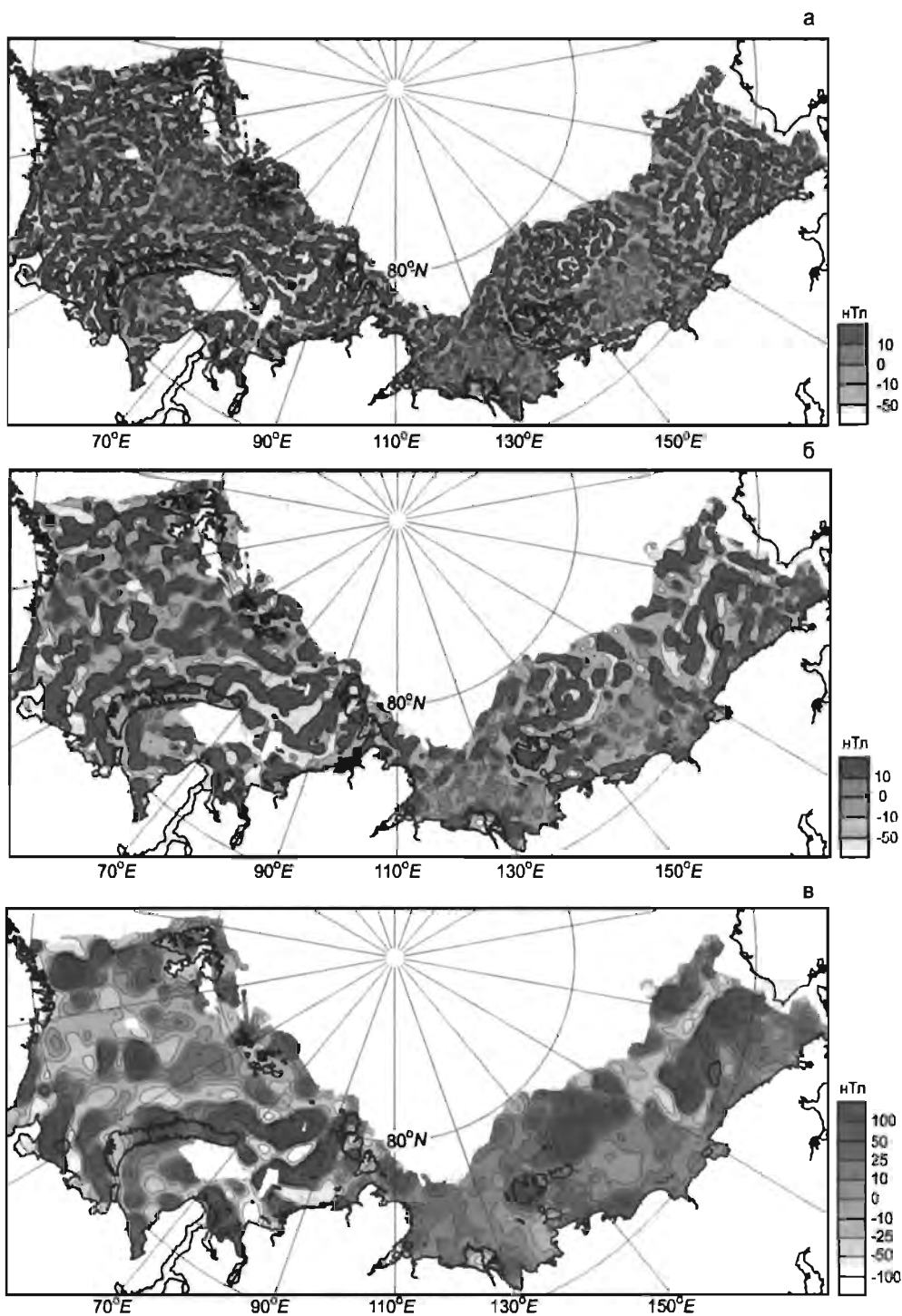


Рис. 17. Остаточные магнитные аномалии – компоненты с длиной волны менее 100 (а), от 100 до 250 (б), более 250 км (в).

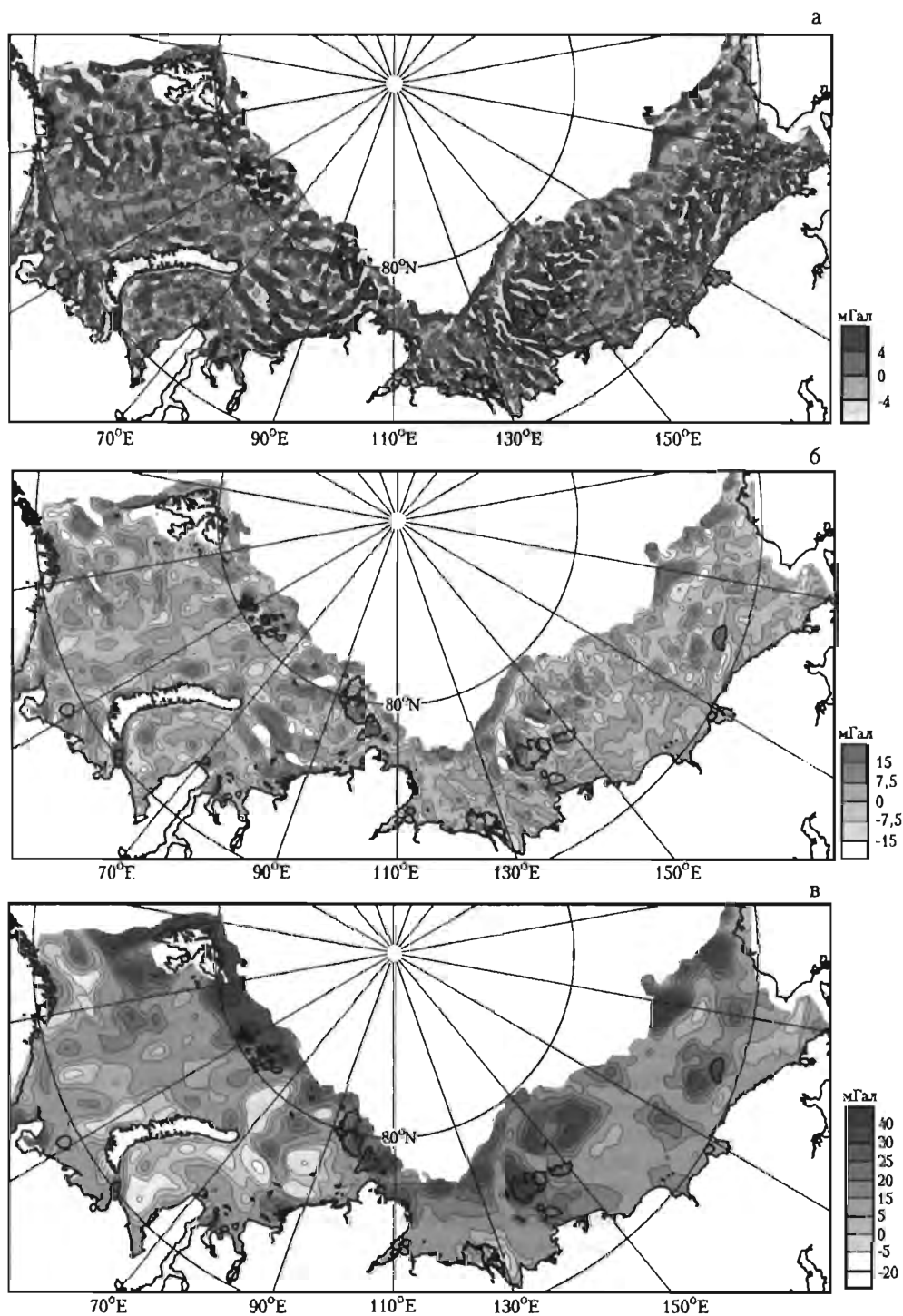


Рис. 18. Остаточные аномалии поля силы тяжести – компоненты с длиной волны менее 100 (а), от 100 до 250 (б), более 250 км (в).

вых и южной части Восточно-Сибирского моря интенсивность средневолновых магнитных аномалий существенно ниже. Линейные минимумы средневолновых гравитационных аномалий в районе Новосибирских о-вов смещены к северу по отношению к соответствующим коротковолновым линсеаментам, что, вероятно, отражает изменение глубины заложения грабенов, с которой связывают эти аномалии. Отчетливо выраженная система удлинённых магнитных аномалий различной ориентировки на границе Восточно-Сибирского и Чукотского морей, а также в северной части Чукотского моря по-прежнему прослеживается в средневолновой составляющей, очевидно, отражая довольно значительную глубину продуцирующих их источников. Учитывая «сквозной» характер аномалий в диапазоне коротких средних длин волн, эта система может быть интерпретирована как наличие довольно глубинных зон дизъюнктивных нарушений. Интересная особенность средневолновых компонент аномалий Dg и DT_z в пределах Баренцева и Карского морей – согласованность их генерального простираения (в отличие от исходных «полных» аномалий). Прямо противоположная ситуация наблюдается в море Лаптевых – простираение средневолновых компонент (как и «полных» аномалий) ортогонально.

Более глубокие источники отражены в длинноволновых гравитационных аномалиях (длина волны более 250 км). Вероятно, основным аномалиеобразующим фактором для этой компоненты является изменение глубины положения раздела Мохоровичича. Примечательно, что центры наиболее характерных отрицательных длинноволновых аномалий (Южно-Баренцевская впадина, прогиб Нордкап, Предновоземельский прогиб, Южно-Карская впадина и Северо-Карский бассейн) совпадают с депоцентрами мощности осадочного чехла в пределах известных осадочных бассейнов. На востоке в длинноволновых аномалиях также выделяется целый ряд характерных особенностей. Изометричные положительные аномалии зафиксированы в пределах поднятия Де-Лонга и вблизи о. Врангеля. Примечательно также, что система удлинённых длинноволновых аномалий северо-восточного и северного простираения в пределах Восточно-Сибирского и Чукотского морей совпадает с описанной выше областью развития коротковолновых и средневолновых магнитных аномалий. Вероятно, источники этих гравитационных аномалий могут быть связаны с разломами глубокого (транскорового) заложения. В этом случае магнитные аномалии могут маркировать зоны магматической активизации, приуроченные к этим разломам. В южной части моря Лаптевых область развития грабенов выражена в длинноволновой составляющей весьма слабо, что свидетельствует о близповерхностном характере плотностных неоднородностей, связанных с этими структурами. Между длинноволновыми гравитационными аномалиями морей Восточной и Западной Арктики зафиксировано значительное различие в знаке, амплитуде и морфологии аномалий. На западе российского Арктического шельфа преобладают положительные аномалии (интенсивностью до 50 мГал), близкие к изометричной форме. На севере отмечаются как положительные, так и отрицательные аномалии, более вытянутые и менее интенсивные.

Пересчет гравитационного и магнитного полей в верхнее полупространство

Дополнительная информация о глубинных источниках гравитационных и магнитных аномалий получена с применением трансформации поля в верхнее полупространство. В ходе предшествующих исследований (Волк, Гапоненко, 1981) было по-

казано, что «полезный сигнал» (аномалий от интересующих объектов) наиболее четко выделяется на фоне «помех» (аномалий других классов), если исходное поле пересчитывается на высоту, соответствующую возможной глубине изучаемых объектов. Поэтому наибольший интерес представляет пересчет гравитационных и магнитных аномалий на уровнях 10, 15–20, 30 и 100 км. На первом из выбранных уровней пересчета выявляются плотностные и магнитные неоднородности в пределах осадочно-го чехла. На втором – неоднородности фундамента. На третьем – неоднородности в нижней части коры или обусловленные ощутимыми колебаниями в положении раздела Мохо. Основным источником аномалий, пересчитанных на 100 км, располагается, вероятно, в самых низах литосферы. Рассчитанные трансформанты представлены на рис. 19–20.

Для аномалий, пересчитанных на высоту 10 км, основные «структурные» особенности, выявленные в исходных аномалиях в свободном воздухе, столь же отчетливы. В западной части Арктического шельфа доминирует северо-восточное простирание аномалий в пределах Баренцева моря. Серия отрицательных аномалий связана с прогибами и желобами на юге и севере Карского моря и в Предновоземельском прогибе, где по сейсмическим данным зафиксированы повышенные мощности осадочного чехла. На востоке в море Лаптевых доминируют линейные аномалии к югу от Новосибирских о-вов, изометричные положительные аномалии фиксируются в районе о-вов Де-Лонга и о. Врангеля.

Основной структурный план аномалий сохраняется при продолжении поля вверх на высоту 30 км, хотя сами аномалии постепенно сглаживаются. Характерно, что морфометрические характеристики (направление простираня и площади развития) для гравитационных и магнитных аномалий, пересчитанных вверх на высоту 30 км, в целом похожи, хотя эта трансформанта магнитных аномалий отличается большей контрастностью по сравнению с трансформантой аномалий поля силы тяжести. Такое соответствие прослеживается практически на всей акватории Баренцева и Карского морей, на значительной площади моря Лаптевых, в районе Новосибирских о-вов и в пределах поднятия Де-Лонга. Наиболее существенные различия указанных трансформант отмечаются на севере Чукотского и востоке Восточно-Сибирского морей, где наблюдается интенсивная вытянутая с запада на восток магнитная аномалия при спокойном характере пересчитанных вверх гравитационных аномалий, а также вдоль побережья Восточно-Сибирского моря в районе Южно-Анлюйской шовной зоны. Результаты магнитного моделирования (Геологическое строение..., 1984) и анализ измерений теплового потока (Подгорных, 1996) свидетельствуют о том, что изотерма, отвечающая точке Кюри, на значительной части акватории Арктического шельфа может иметь заглубленное положение. Генеральное соответствие структурных планов, пересчитанных вверх на высоту 30 км гравитационных и магнитных аномалий, может свидетельствовать о наличии магнитных источников в пределах всей консолидированной части разреза земной коры, вплоть до раздела Мохоровичича. Особенности указанной трансформанты аномалий поля силы тяжести, вероятно, могут быть обусловлены плотностным контрастом на этом разделе.

На высоте пересчета 100 км структурные планы гравитационных и магнитных аномалий в пределах Западно-Арктического шельфа отличаются весьма существенно. В основном это связано с довольно резким изменением морфометрических характеристик гравитационных аномалий. Так, например, в юго-западной части Баренцева моря на этой высоте пересчета практически исчезают аномалии поля силы тяжести, находящиеся на продолжении структур Тимано-Печорской провинции, в то время как в магнитном поле соответствующее простирание аномалий остается.

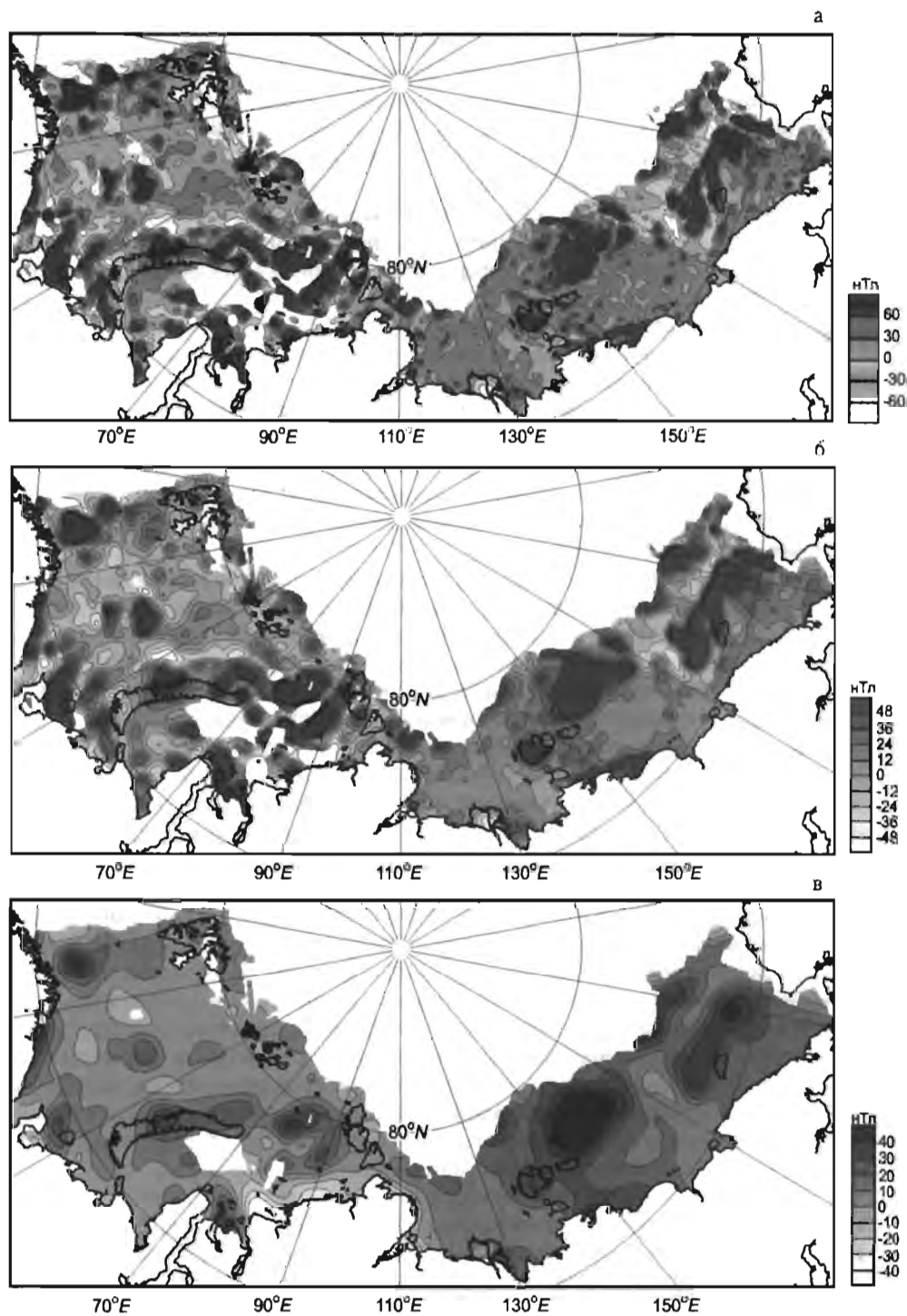


Рис. 19. Магнитные аномалии, пересчитанные вверх на 10 (а), 30 (б), 100 км (в).

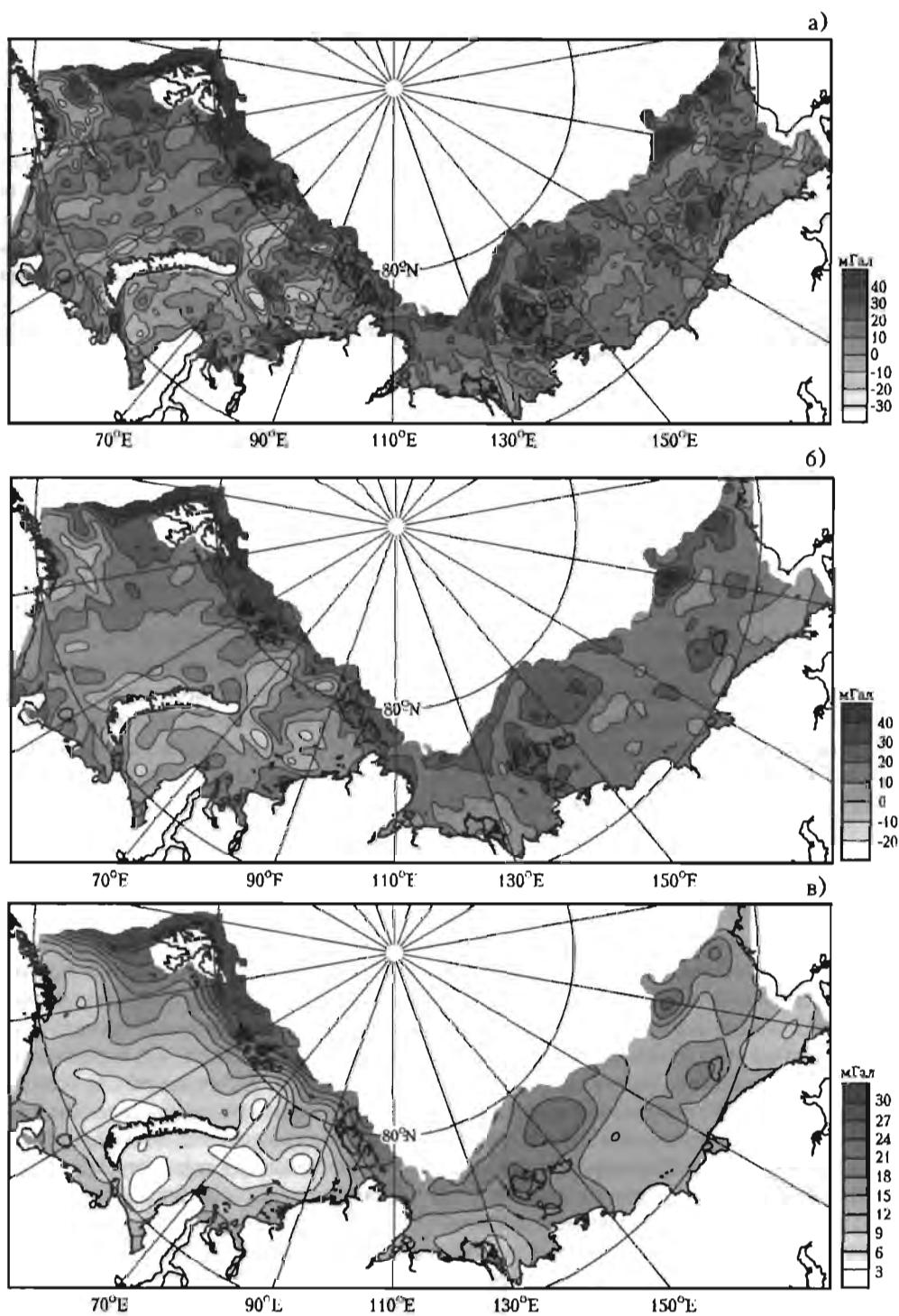


Рис. 20. Аномалии поля силы тяжести, пересчитанные вверх на 10 (а), 30 (б), 100 км (в).

Достаточно отчетливо меняется структура гравитационных аномалий и в западной части Баренцева моря в пределах участка, охватывающего прогиб Нордкап. Совершенно различается характер трансформированных магнитных и гравитационных аномалий вокруг о. Новая Земля со стороны как Баренцева, так и Карского морей. Над восточными морями, напротив, структурные планы гравитационных и магнитных аномалий сближаются. Это отчетливо наблюдается в районе о-вов Де-Лонга, над дельтой Лены и в районе Новосибирских о-вов. К западу и северу от о. Врангеля после пересчета поля вверх рядом с интенсивной магнитной аномалией обнаруживается и гравитационная, хотя ее контур смещен к югу от соответствующей магнитной. Из анализа аномалий, пересчитанных вверх на высоту 100 км, следуют два принципиальных вывода:

- различие структурных особенностей морей Западной и Восточной Арктики прослеживается на всю глубину литосферы;

- в пределах Арктического шельфа существуют глубинные разломы, отражающиеся в магнитных аномалиях, структурный план которых с некоторым смещением соответствует позиции пересчитанных на высоту 100 км гравитационных аномалий, связанных с глубинными неоднородностями литосферы.

Мощность осадочного чехла

Одним из важнейших параметров при региональном изучении и теоретическом моделировании геологических процессов, ответственных за формирование осадочных бассейнов, является мощность осадочного чехла. К настоящему времени опубликовано отдельно или включено в качестве «подкладки» для тектонических карт и схем несколько мелкомасштабных карт мощности осадочного чехла (или глубин фундамента) на всю акваторию морей российской Арктики или отдельных районов (Верба, 1985; Пушаровский, 1976; Тектоническая карта..., 1996, 1998; Шипилов, Тарасов, 1998). При построении таких карт, как правило, использованы исключительно сейсмические данные. Учитывая явно недостаточную распространенность сейсмических профилей, позволяющих изучить осадочный чехол на всю его мощность, основной объем информации о мощности осадочного чехла на этих картах представляет собой результат экстраполяции немногочисленных сейсмических данных или отражает авторские представления о геологическом строении.

В настоящем исследовании картирование рельефа фундамента производилось на основе комплексного анализа геофизических материалов. Наряду с сейсмическими данными, которые рассматривались как реперные, использовались набор карт гравитационных и магнитных аномалий и их трансформант, результаты двумерного гравитационного моделирования по сейсмическим профилям, расчеты кромок магнитных тел. Следует отметить, что по своим физическим характеристикам (плотностной и скоростной контрасты, наличие магнитных источников) кристаллический и складчатый фундаменты в Карском регионе могут быть практически неразличимы. В нашем случае за поверхность фундамента («геофизического») принята поверхность, где происходит контрастное изменение изучаемых физических параметров (скорости продольных волн, плотности, намагниченности), а глубина ее залегания характеризуется прежде всего мощностью осадочной оболочки.

При оконтуривании осадочных бассейнов и участков регионального воздымания фундамента в дополнение к сейсмической информации и исходным картам гравитационных и магнитных аномалий привлекались карты трансформант потенциа-

ных полей. Чтобы выделить области, имеющие отчетливые различия в геофизических характеристиках и глубинном строении земной коры, использовались остаточные гравитационные и магнитные аномалии с выделением компоненты, обусловленной источниками, расположенными на уровне глубины фундамента, а также аномалии, пересчитанные в верхнее полупространство на высоту 30 и 100 км, и амплитудно-частотные характеристики поля и направления линеаментов на картах градиентов.

Дополнительным источником информации о рельефе фундамента послужили результаты расчетов глубины залегания магнитных источников по аэромагнитным данным. Использовались три методики расчетов. Прежде всего были оцифрованы результаты оценок глубин магнитных источников, выполненных «вручную» методом касательных по аналоговым магнитограммам в ходе выполнения производственных аэромагнитных работ (Волк, Гапоненко, 1981). Дополнительно для оцифрованных графиков аномального магнитного поля (графики используются как наиболее приближенный к исходным данным вид информации, так как магнитограммы для большинства съемок не сохранились) проводились расчеты кромок магнитных тел методом деконволюции Вернера (Werner, 1953). Кроме того, на основе результирующего грида проводились расчеты методами аналитического сигнала и деконволюции Эйлера.

Результаты расчетов, выполненных для оценки мощности осадочного чехла, были представлены и проанализированы в двух формах. Во-первых, были построены «послойные» карты глубин магнитных источников, показывающие их локализацию на различных уровнях, от 2 до 16 км с интервалом 2 км. Во-вторых, для каждой из областей, выделенных по набору признаков потенциальных полей, были составлены гистограммы распределения глубин верхних кромок магнитоактивных тел, что позволяет статистически охарактеризовать положение поверхности магнитоактивного слоя в пределах каждой из них. Как правило, каждая из выделенных областей характеризуется индивидуализированным набором глубин магнитных источников. Опыт предшествующих исследований по интерпретации аэромагнитных данных в Арктическом бассейне (Геологическое строение..., 1984) свидетельствует о возможном присутствии в пределах земной коры нескольких магнитоактивных горизонтов. Наиболее значим при статистическом анализе полей горизонт, сопоставляемый с кровлей фундамента (кристаллического или складчатого). Он распространен в каждой из выделенных областей.

В дополнение к сейсмическим данным использовались результаты гравитационного моделирования по профилям. Обычно верхняя часть плотностной модели строится по сейсмическим данным, а интерактивный подбор позволяет оценить положение кровли фундамента и региональный характер изменения геометрии раздела Мохоровичича. Для районов с упрощенной плотностной структурой консолидированной части коры (депрессии с участками «безгранитной» коры в южных частях Баренцева и Карского морей) в дополнение к двумерному плотностному моделированию применяется решение обратной задачи гравиметрии в постановке 3D.

Карта мощности осадочной оболочки морей Арктического шельфа России (рис. 21) представляет собой продукт комплексной неформализованной интерпретации. Проведение изолиний осуществлялось вручную с учетом согласованности результатов интерпретации по всему набору данных. Для выполнения сравнительного анализа и дальнейшего моделирования с использованием компьютерных технологий результаты ручного картографирования были оцифрованы и преобразованы в форму грида с использованием методики Крикинга (Surver, 1994). В результате (с учетом грида глубин дна) был построен грид мощности осадочной оболочки с размером ячейки 10 км.

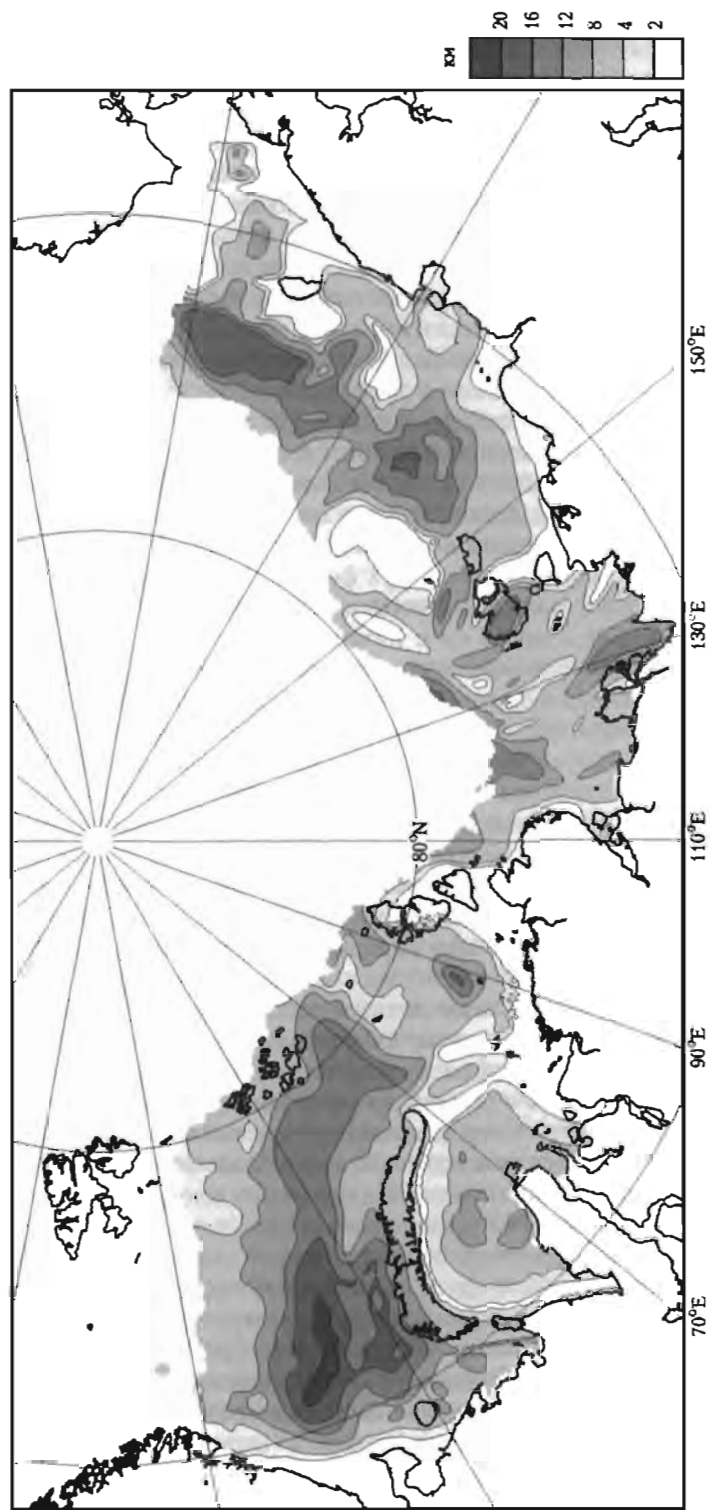


Рис. 21. Мощность осадочной толщи по геофизическим данным (грид с размером ячейки 10×10 км).

Рассмотрение карты мощности осадочной оболочки показывает, что на ней представлены два типа областей.

Первый тип характеризуется погружением рельефа фундамента с заполнением впадин мощными осадочными толщами – это крупнейшие седиментационные бассейны (Баренцевский, разделенный на две части – северную и южную подобласти. Южно-Карский и Северо-Карский на западе Арктического шельфа, Восточно-Сибирский, Северо-Чукотский и Южно-Чукотский на востоке). Совершенно особый облик на карте мощности осадочного чехла имеет осадочный бассейн моря Лаптевых, который характеризуется наличием системы узких линеаментов северо-западного простираения, заполненных осадками.

Второй тип – это поднятия фундамента, характеризующиеся пониженными значениями мощности осадочного чехла. Типичными примерами являются поднятия Де-Лонга и о. Врангеля на востоке, Центрально-Баренцевское поднятие и район арх. Земли Франца Иосифа на западе. Эти области отличаются аномалиями различных знаков, интенсивности и спектрального состава, что свидетельствует об их гетерогенности.

Мощность земной коры и методика ее определения

Наличие хорошо выраженных интенсивных гравитационных аномалий при пересчете поля в верхнее полупространство на высоту 30 км, примерно соответствующую глубине раздела Мохоровичича (рис. 20), свидетельствует о существенных колебаниях его положения в пределах Арктического шельфа.

Ранее неоднократно предпринимались попытки создания карты мощности земной коры на весь арктический бассейн (Деменицкая, 1967). При этом на шельфе мощность коры определялась на основе корреляционных зависимостей глубины раздела Мохоровичича и аномалий поля силы тяжести в редукции Буге, пересчитанных на высоту 40 км (Верба и др., 1998). Однако при малых объемах глубинных сейсмических данных в регионе применение такого подхода не вышло за рамки рекогносцировочных оценок.

В последнее время для расчетов мощности земной коры широко применяется методика трехмерного гравитационного моделирования на основе решения прямой задачи гравиметрии при редуцировании к остаточным аномалиям. В этих аномалиях учтены гравитационные эффекты от известных плотностных границ и результаты решения обратной задачи гравиметрии в постановке 3D-моделирования, которое обычно осуществляется с использованием алгоритма Паркера (Parker, 1974) для наиболее глубокозалегающей неопределенной границы – раздела Мохоровичича (Kuo and Forsyth, 1988). При таком моделировании в качестве исходных данных принимаются плотностные контрасты на известных границах, их глубины (в форме гридов), а также начальная глубина, от которой производится расчет изменений положения раздела Мохор и величина плотностного контраста на нем.

Наличие гридов аномалий поля силы тяжести в редукции в свободном воздухе и глубин дна (Bocharova et al., 1997), а также грида, описывающего рельеф фундамента (мощность осадочной оболочки) для всего Арктического шельфа России, позволяет осуществить трехмерное гравитационное моделирование с целью определения мощности земной коры.

Для этого на первом этапе была вычислена аномалия Буге с плотностью промежуточного слоя $2,3 \text{ г/см}^3$. В этой редукции исключено влияние рельефа дна, од-

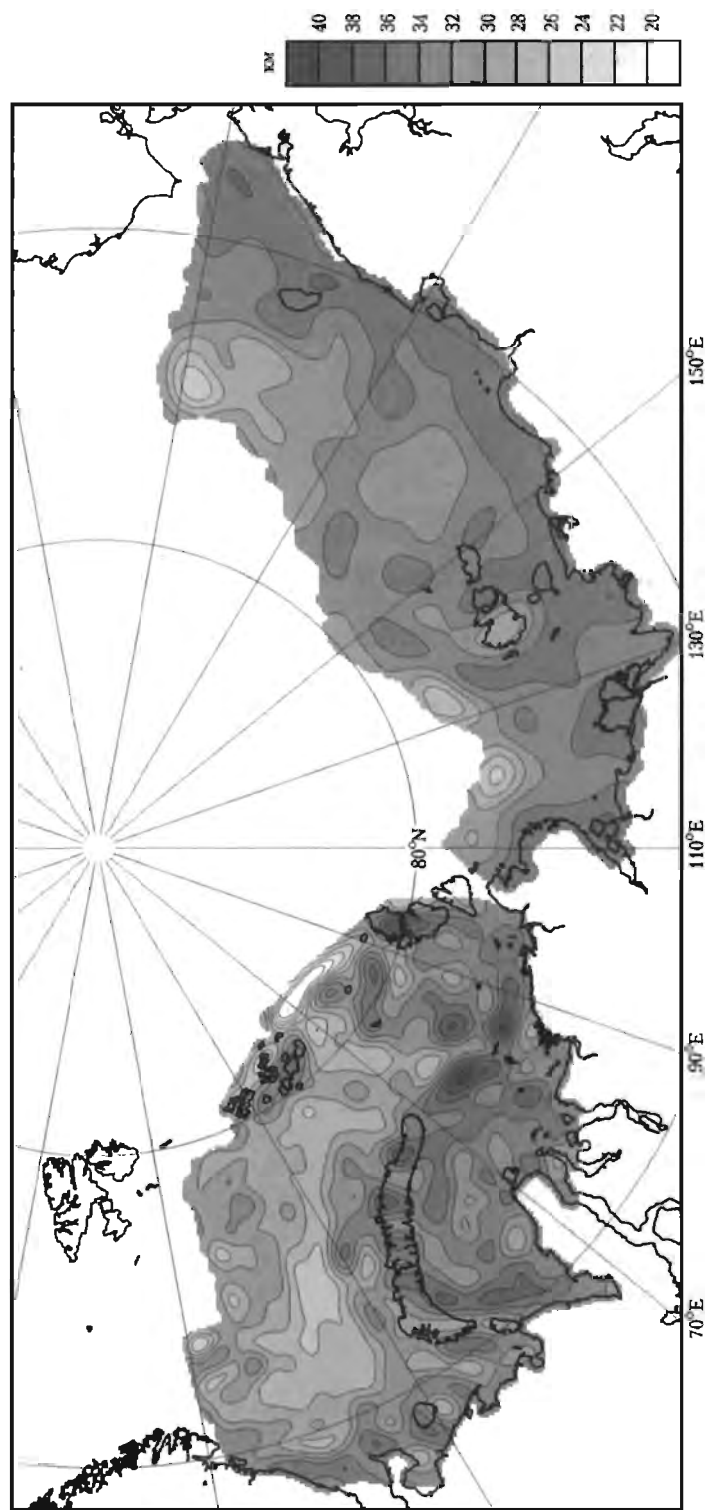


Рис. 22. Мощность земной коры по результатам трехмерного гравитационного моделирования.

нако содержится информация о рельефе фундамента (плотностной контраст $0,1 \text{ г/см}^3$) и разделе Мохоровичича (плотностной контраст $0,4 \text{ г/см}^3$). При моделировании принимается, что средняя плотность осадков, пород консолидированной коры и верхней мантии не меняется. Такое упрощение модели вполне соответствует региональному масштабу исследований и его цели – оценке мощности земной коры. На втором этапе моделирования с использованием матрицы значений глубин фундамента рассчитаны остаточные гравитационные аномалии, учитывающие эффект осадочной оболочки. Заключительный этап – решение обратной задачи гравиметрии для оценки отклонения границы кора – мантия от постоянного уровня. С учетом результатов предыдущих исследований за такой уровень принята величина 30 км.

Результаты моделирования представлены на рис. 22, из которого видно, что характер изменения положения раздела Мохоровичича существенно отличается для морей западной и восточной частей Арктического шельфа. На западе рельеф границы Мохо меняется значительно резче, чем на востоке. Характерная особенность – наличие областей значительного утонения коры в центральной и северной частях Баренцева моря, а также на юге Карского моря и к северу от Северо-Сибирского порога. Участки утонения коры совпадают с центрами отрицательных гравитационных аномалий, пересчитанных вверх на высоту 30 км, и в плане в целом соответствуют областям развития «безграничной» коры или районам «базальтовых окон», наличие которых предполагалось по комплексу геофизических данных (Баренцевская..., 1988).

Характер изменения положения раздела Мохоровичича подтверждается и результатами плотностного моделирования в постановке 2D, выполненного непосредственно по сейсмическим профилям (см. разд. «Плотностная расслоенность земной коры»). Это позволяет оценить представленную модель глубинного строения коры морей Арктического шельфа как устойчивое решение, согласованное с результатами интерпретации гравиметрических и других геофизических данных.

Региональные особенности потенциальных полей морей российской Арктики

Описываемые ниже особенности потенциальных полей основаны на анализе карт аномалий Δg и ΔT , карт трансформированных аномалий Δg и ΔT и параметров, рассчитанных в «скользящих окнах».

Баренцево море

Магнитные аномалии в бассейне Баренцева моря по природе источников могут быть разделены на две группы: аномалии, связанные с породами докембрийского кристаллического (или складчатого) фундамента, и аномалии, вызванные магматическими телами в осадочном чехле. Источники первого типа уверенно прослеживаются и идентифицируются в основном на периферии бассейна и в районе поднятия Центральной банки и свода Федынского. В фундаменте впадин, в соответствии с расчетами и данными моделирования, предполагается существование ослабленных в глубинных термодинамических условиях источников аномалий вплоть до глубины 18–20 км. Магматические источники располагаются по расчетам преимущественно в интервале глубин 3–10 км, за исключением приповерхностных траптовых тел,

создающих высокочастотные аномалии на шельфе, прилегающем к Земле Франца-Иосифа, и к юго-востоку от Шпицбергена.

По данным магнитного моделирования, под осадками сверхглубокого Баренцево-морского мегапрогиба залегают породы фундамента, находящиеся в размагниченном состоянии. Этим объясняется происхождение отрицательной региональной магнитной аномалии север-северо-восточного направления, протянувшейся через Южно-Баренцевскую и Северо-Баренцевскую впадины. Ширина аномалии 150–200 км. По сейсмическим данным и данным гравитационного моделирования, фундамент в этой зоне находится на глубине 16–19 км и состоит из толщ базитового состава (т. е. может быть отождествлен с базальтовым слоем земной коры).

В градиентах полей магнитных и гравитационных аномалий (рис. 13–16) на Баренцевом море выделяются два главных направления: север-северо-восточное, совпадающее с простираемием Новоземельского складчатого пояса, и северо-западное, являющееся как бы продолжением складчатых поясов Пай-Хоя и Тимано-Печорской области. Преобладание аномалий этих направлений, не всегда безусловно выделяемых глазом на исходных картах магнитных и гравитационных аномалий, отчетливо видно при рассмотрении двумерных спектров Фурье, а также на картах фильтрованных аномалий различных периодов и, следовательно, глубинности (рис. 17).

Более определенно о природе магнитных и гравитационных аномалий можно говорить, рассматривая Печороморский шельф, где аномалии являются, как правило, прямым продолжением аномалий Тимано-Печорской области, хорошо изученных в процессе комплексных геолого-геофизических исследований. Северо-западные положительные магнитные аномалии в этой области связаны с толщами девонских и верхнепротерозойских вулканитов. Одна из ветвей магнитных аномалий этой природы прослеживается на запад-северо-запад, севернее п-ова Канин Нос на Кольский шельф. Основная группа аномалий северо-западного направления затухает вблизи юго-восточного борта Южно-Баренцевской впадины. Однако можно заметить слабую положительную аномалию этой группы и вблизи оси Южно-Баренцевской впадины (особенно хорошо она видна на карте фильтрованных аномалий промежуточного класса $100 < T < 250$ км) и в западном борту Северо-Баренцевской впадины. С другой стороны, интенсивные магнитные аномалии Центрально-Баренцевского поднятия, ориентированные на запад-северо-запад, также можно рассматривать как продолжение аномалий Тимано-Печорской области, разорванных осевой зоной Восточно-Баренцевской впадины (рис. 17). С другой стороны, интенсивные магнитные аномалии поднятия Центральной банки и свода Федынского, ориентированные на запад-северо-запад (рис. 11), также можно рассматривать как продолжение аномалий Тимано-Печорской области, разорванных осевой зоной Баренцево-морского мегапрогиба.

Гравитационные аномалии Печороморского шельфа в основном коррелируют с рельефом акустического фундамента и не прослеживаются за границу Печорской плиты. Расположенная юго-западнее положительная гравитационная аномалия Тиманского складчатого пояса прослеживается через п-ов Канин Нос на Кольский шельф, маркируя юго-западное замыкание Баренцево-морского прогиба.

Главные градиентные зоны магнитных и гравитационных аномалий в районе Восточно-Баренцевской впадины вытянуты вдоль ее оси в север-северо-восточном направлении. Четкие линейные контуры бортов впадины, характеризующейся общим понижением поля силы тяжести, лучше всего видны на исходной карте гравитационных аномалий и на карте сглаженного поля длиннопериодных аномалий. Более узкая, вытянутая вдоль оси впадины область отрицательных магнитных аномалий,

особенно четко выделяющаяся на карте сглаженных аномалий, очерчивает зону «безгранитной» земной коры, зону отсутствия гранито-метаморфического слоя, где осадочные толщи залегают на породах, свойства которых соответствуют характеристике базальтового слоя земной коры. Единственное исключение – слабая магнитная аномалия север-северо-западного простирания, внедряющаяся в безаномальную зону Южно-Баренцевской впадины. По-видимому, именно эти аномалии могут маркировать образованные в процессе рифтогенеза и приуроченные к его оси вулканы. Субмеридиональная гравитационная аномалия, протянувшаяся примерно вдоль 47° в. д. и особенно хорошо заметная на карте аномалий промежуточного класса, маркирует существующий в наше время мантийный подъем, смещенный в плане на восток относительно оси Восточно-Баренцевской впадины.

Поднятие Центральной банки и свод Федынского, рассекаемые Нордкапским прогибом и Демидовской седловиной, характеризуются общим повышением уровня поля силы тяжести, что связано с небольшой мощностью осадочного чехла, перекрывающего акустический фундамент. Нордкапский грабен вследствие его наибольших поперечных размеров (менее 100 км) изостатически не скомпенсирован мантийным поднятием, поэтому над ним наблюдается интенсивная отрицательная аномалия силы тяжести, достигающая минус 50 мГл. В магнитном поле поднятия Центральной банки и свода Федынского преобладают аномалии северо-западного простирания, связанные с верхнепротерозойскими вулканами в толще складчатого фундамента по аналогии с аномалиями Тимано-Печорской провинции.

С северо-востока поднятие Центральной банки отделено от Северо-Баренцевской впадины и поднятия Персея градиентной зоной северо-западного простирания, протянувшейся от Пай-Хоя и южной оконечности Новой Земли и четко выраженной в полях региональных магнитных и гравитационных аномалий. С северо-запада его ограничивает градиентная зона магнитных и гравитационных аномалий, примерно совпадающая с Медвежинским прогибом.

На Шпицбергенском шельфе преобладают коротковолновые аномалии потенциальных полей меридионального и север-северо-восточного простирания, соответствующие простиранию основных складчатых и дизъюнктивных структур арх. Шпицберген. Подъем уровня гравитационного поля в северном и западном направлениях связан с утонением земной коры и подъемом границы базальтового слоя при приближении к континентальному склону. На северо-востоке Баренцева моря, вблизи Земли Франца-Иосифа, увеличивается интенсивность локальных магнитных аномалий северо-западного направления, которые на самом архипелаге маркируют поля базальтов, подводящие дайки и силлы долеритов. В пределах арх. Земли Франца-Иосифа короткопериодные магнитные аномалии демонстрируют сочетание структур северо-западного направления и радиально-кольцевых.

Детали глубинного строения Баренцевоморского шельфа иллюстрируются рядом плотностных моделей, подобранных итерационным способом на основе сейсмогеологических данных.

Карское море

На акватории Карского моря потенциальные поля характеризуются еще большим разнообразием направлений аномалий и их источников, чем на Баренцевом море.

Аномальное магнитное поле юга Карского моря (до Северо-Сибирского порога), за исключением Приновоземельской области, выглядит прямым продолжением

аномального поля Западно-Сибирской плиты. На севере Западной Сибири, по расчетным данным, 75 % источников магнитных аномалий заключено в фундаменте, 15 % – в промежуточном структурном этаже (верхний палеозой – триас) и 10 % – в триасовых отложениях в основании чехла (Кунин, Иогансон, 1984). Намагниченность магнитовозмущающих тел составляет по тем же данным 1–5 А/м, что соответствует обычной намагниченности магматических пород основного и ультраосновного состава.

В аномальном магнитном поле в субмеридиональной зоне вдоль р. Пур, носящей название Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта (Сурков, Жеро, 1981), раздвигивающейся в районе Тазовской губы на северо-восточную ветвь, уходящую в Енисей-Хатангский прогиб, и северо-западную, протянувшуюся в Карское море, путем фильтрации выделена составляющая с периодом 30–70 км, характеризующаяся линейностью и периодичностью, характерными для спрединговых магнитных аномалий современных океанов (Аглонов, 1992). Сопоставление с известной шкалой инверсий магнитного поля позволило С. В. Аглонову предположить, что в фундаменте этой зоны сохранились образования так называемого Обского палеоокеана раннепермского – позднетриасового возраста в развитие идеи, впервые высказанной Б. В. Гусевым (1976). Однако результаты бурения сверхглубокой скв. СГ-6, вскрывшей в осевой, наиболее молодой зоне предполагаемого палеоокеана на глубине 7,3 км под толщами триаса верхнепермские трапповые образования, показывают, что эта модель нуждается в пересмотре.

Вместе с тем, есть полное основание предполагать, что источниками магнитных аномалий в районе Южно-Карской впадины являются в первую очередь магматические образования пермо-триасового рифтогенного траппового комплекса, как заключенные в осадочную толщу, так и пронизывающие породы фундамента. Главное направление региональных аномалий – северо-западное (аномалии этого направления прослеживаются с Западно-Сибирской плиты). В то же время ярко выражено (особенно на карте локальных аномалий) и ортогональное северо-восточное направление, параллельное направлению аномалий Енисей-Хатангского прогиба. В целом магнитные аномалии Южно-Карской области составляют единую картину с аномалиями п-овов Ямал и Гыданский.

Для анализа источников гравитационных аномалий в Южно-Карской впадине полезно привлечь петрофизические данные по северу Западной Сибири, данные моделирования по профилю, пересекающему северную часть Западно-Сибирской плиты в восток-северо-восточном направлении, от Мансийской синеклизы на западе через северный свод до Баихской синеклизы на востоке (Пискарев, Чернышев, 1997). Плотностные характеристики верхней части разреза соответствуют данным о плотности осадочных толщ региона (Озерская, 1967). Верхняя часть разреза хорошо изучена сейсмическими исследованиями и бурением и включает толщу осадков до 5 км мощности возраста от юрского до четвертичного со средней плотностью 2,31 г/см³. Ниже по разрезу выделена толща предположительно верхнепалеозойского – триасового возраста со средней плотностью 2,61 г/см³. В зоне Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта предполагается увеличение плотности этой толщи до 2,73 г/см³ за счет замещения осадочных пород трапповыми толщами. Далее вниз по разрезу выделены фрагменты промежуточного структурного этажа, породам которого приписывается кембрийско-рифейский возраст и плотность которых по результатам решения обратной задачи принята 2,69 г/см³. Ниже залегает собственно кристаллический фундамент, сложенный толщами, разделенными крутопадающими границами. Плотность этих толщ изменяется от 2,64 до 2,84 г/см³, что соот-

ветствует вариациям состава пород от кислого до основного. Положение глубинных плотностных границ поверхности базальтового слоя К (с плотностью $2,9 \text{ г/см}^3$) и М (с плотностью $3,3 \text{ г/см}^3$) соответствует данным ГСЗ. На территории севера Западной Сибири средняя глубина границы М – 40, К – 20 км (Кунин, Самойлюк, 1982; Мегакомплексы..., 1986).

Описываемая модель наглядно демонстрирует, что латеральные изменения плотности фундамента играют главную роль в образовании гравитационных аномалий промежуточного класса (с периодами $100 < T < 250 \text{ км}$) и вносят существенный вклад как в образование длиннопериодных аномалий, так и в аномалии, относимые к категории локальных. Гравитационные аномалии не коррелируют ни с рельефом поверхности фундамента, ни с поверхностью Мохо, хотя и отмечается, что выступам фундамента чаще соответствуют минимумы Δg , чем максимумы (Кунин, Иогансон, 1984). Моделирование показало, что другой отличительной особенностью разреза севера Западно-Сибирской плиты является существование под заполненными осадками прогибами «корней» в виде зон фундамента повышенной плотности.

В разрезе земной коры Карского шельфа к югу от Северо-Сибирского порога, по-видимому, развиты те же комплексы, что и на севере Западной Сибири. Поэтому плотностная модель севера Западной Сибири может служить и для анализа природы гравитационных аномалий юга Карского моря. Наиболее заметные аномалии связаны с плотностной неоднородностью фундамента, что резко отличает эту модель от разреза Восточно-Баренцевоморской впадины.

Карты гравитационных аномалий с периодами $T < 100$, и $100 < T < 250 \text{ км}$ (рис. 18) показывают, что аномалии, связанные преимущественно с плотностной неоднородностью фундамента, имеют северо-западную и северо-восточную ориентировку, т. е. ту же, что и магнитные аномалии этой области. В то же время не наблюдается корреляции или совпадения осей гравитационных и магнитных аномалий, так как магнитные аномалии района связаны только с магматическими породами, имеющими ограниченное распространение. Длиннопериодные гравитационные аномалии юга Карского моря также прямо не коррелируют ни с мощностью осадочного чехла, ни с мощностью земной коры, и при построении модельных разрезов требуют в каждом случае отдельного анализа.

Пояс магнитных и гравитационных аномалий Северо-Сибирского порога наиболее отчетливо выделяется на картах фильтрованных аномалий с периодом $T < 250 \text{ км}$ (рис. 17–18). К сожалению, картина магнитных аномалий не полна из-за «белого пятна» к востоку от о. Северный Новой Земли. По сейсмическим данным, на профиле Новая Земля – Северная Земля – Северо-Сибирский порог представляет собой поднятие складчатого фундамента, сложенного нижнепалеозойскими карбонатными толщами. Поднятие состоит из двух валов, разделенных прогибом, заполненным мезозойскими осадками мощностью до 2 км. Интенсивная положительная аномалия ΔT расположена над осью прогиба и совпадает в плане с отрицательной аномалией Δg (рис. 11–12). Магнитная аномалия не продолжается к востоку на п-ов Таймыр, обрываясь в меридиональной градиентной зоне вблизи побережья Таймыра на 88° в. д. На западе она также обрывается вместе с сопутствующей ей группой гравитационных аномалий вблизи северной оконечности Новой Земли, в зоне субмеридиональных аномалий, протянувшихся на север вдоль желоба Св. Анны. Наиболее вероятным представляется, что магнитная аномалия Северо-Сибирского порога вызвана мезозойскими траппами, базальтами и долеритами, как расположенными в осадочном чехле, так и внедренными в фундамент. Коротко- и средневолновые интенсивные аномалии Δg Северо-Сибирского порога повторяют рельеф фундамента

поднятия, а соответствующий порогу региональный минимум Δg связан с общим увеличением мощности земной коры.

Наиболее трудным представляется объяснение природы аномалий потенциальных полей в Северо-Карской области. На картах сглаженных полей отчетливо проступает концентрическая структура этой области. В то же время на картах полей с периодом $T < 250$ км видны две системы линейных аномалий: одна в направлении с азимутом $0-30^\circ$, другая, протянувшаяся из Баренцева моря, в направлении с азимутом $70-90^\circ$.

Субширотные коротко- и средневолновые гравитационные аномалии Северо-Карской области следует, по-видимому, связывать со ступенями поверхности складчатого фундамента, как это наблюдается и в Западно-Новоземельной зоне Баренцева моря. Магнитные аномалии того же направления, вероятно, производятся магматическими телами, включенными в осадочный чехол и складчатый фундамент.

Субмеридиональный гравитационный максимум в центре Северо-Карской синеклизы, по данным гравитационного моделирования, связан с поднятием границы мантии и базальтового слоя К. Магнитные аномалии того же направления вызывают особый интерес, так как создают полосовую линейную структуру, напоминающую спрединговые океанические аномалии. Интерпретация линейных аномалий Северо-Карской области на основе палеомагнитной геохронологии (Аплонев, 1996) выполнена способом, по описанию методически весьма уязвимым. В то же время несомненна связь этой группы аномалий с аномальной зоной в Северном Ледовитом океане, просматриваемой в магнитных и гравитационных полях от кромки шельфа вблизи 80° в. д. через Евразийский бассейн к хр. Ломоносова в районе Северного полюса. Это дает основание предполагать, что они вызваны внедрениями и излияниями базальтовой магмы в палеогеновое время.

Глубинное строение Карского шельфа характеризуют плотностные модели, построенные по комплексу геолого-геофизических данных.

Море Лаптевых

Со времени, когда на основании анализа магнитных аномалий А. М. Карасиком (1968) была установлена принадлежность хр. Гаккеля к системе срединно-океанических спрединговых хребтов, возник вопрос о положении и характере вероятной дивергентной границы плит на шельфе моря Лаптевых. Первоначально предполагалось, что искомая граница проходит в виде линейной структуры от хр. Гаккеля через Омолойскую зону шельфа моря Лаптевых к дельте Лены и далее продолжается в виде Момского рифта (Грачев, 1973). Однако дальнейшее накопление геолого-геофизических материалов привело к выводу о торцовом замыкании структуры хр. Гаккеля на границе шельфа и продолжении ее в виде кайнозойских рифтогенных грабен в восточной части моря Лаптевых (Граммберг и др., 1990). К этому времени был установлен верхнемеловой – кайнозойский возраст плитного комплекса осадочного чехла моря Лаптевых (Геологическое строение..., 1984), а также появились данные о кайнозойском сжатии в отложениях Новосибирских о-вов, компенсирующем, по-видимому, растяжение на шельфе моря Лаптевых (Савостин и др., 1988). Детальный анализ сейсмологической информации позволил Г. П. Аветисову (1993) сделать заключение о разрыве единой границы плит на Лаптевоморском шельфе на западную (вдоль Лено-Таймырской зоны поднятий) и восточную ветви. Анализ механизмов землетрясений показал, что если в восточной сейсмоактивной зоне во время

землетрясений преобладают механизмы растяжения. то в Лено-Таймырской зоне часто преобладает субгоризонтальное сжатие.

На карте гравитационного поля (рис. 12) ясно проступают главные черты гравитационных аномалий шельфовой области и зоны перехода к океану в северо-западной части моря Лаптевых. Океанический регион характеризуется полосовыми аномалиями, параллельными оси хр. Гаккеля. Южнее видна широкая аномальная зона, протянувшаяся от устья р. Хатанга на северо-восток к континентальному склону. В центральной части моря Лаптевых преобладают слабые аномалии север-северо-восточного направления, срезаемые восток-северо-восточными ортогональными зонами. Наиболее интенсивные аномалии видны над массивами о-вов Де-Лонга и Котельный. На карте показано положение пояса интенсивных локальных аномалий на периферии Котельнического массива и рассекающего массив Де-Лонга в направлении континентального склона в северо-восточном углу изучаемой площади. Большинство грабенообразных впадин, зарегистрированных на сейсмических профилях, расположено внутри этого пояса.

Магнитное поле моря Лаптевых весьма невыразительно. По-видимому, высокий термический градиент и высокое положение границы Кюри объясняют отсутствие заметных аномалий на большей части акватории, от побережья Таймыра до о. Бельковский. Единственной крупной аномалией является аномалия о. Котельный, источники которой заключены, по расчетам, в толще гранито-метаморфического слоя земной коры и аппроксимируются телами в интервале 8–16 км. Зона линейных аномалий от континентального склона Восточно-Сибирского моря на северо-востоке до устья р. Хатанга на юго-западе моря Лаптевых фиксирует, по-видимому, глубинный разлом типа горизонтального сдвига. На карте магнитных аномалий (рис. 11) ясно выделяется регион с магнитными аномалиями океанического спредингового происхождения. Также выделяются массивы Де-Лонга и Котельнический, где аномалии связаны с докембрийским кристаллическим фундаментом и магматическими породами. Область слабых аномалий северо-восточного направления четко выделяется в Хатангско-Ломоносовской зоне. Мы можем также ясно видеть ортогональную сетку слабых аномалий в центральной части моря Лаптевых.

Восточно-Сибирское море

На карте магнитных аномалий западной части Восточно-Сибирского моря повышенными значениями региональной составляющей уверенно отличаются три блока земной коры: Хромский массив, Котельническо-Ляховское поднятие и поднятие Де-Лонга. По аналогии с хорошо изученными регионами можно с уверенностью говорить о том, что описываемые блоки земной коры имеют в основании докембрийский фундамент, а главными источниками магнитных аномалий являются магматические породы основного состава (базальты и долериты), входящие в состав фундамента и покрывающего осадочного чехла, либо серии основных метаморфических пород фундамента. Документально базальты известны только в пределах поднятия Де-Лонга на о. Беннетта, где они представлены формациями нижнепалеозойского и юрско-мелового возраста. Характер региональной магнитной аномалии поднятия Де-Лонга показывает, что соответствующий блок земной коры имеет четкие южную, восточную и северо-восточную границы. В направлении на северо-запад интенсивность аномалии ступенчато убывает, по-видимому, в соответствии со ступенчатым погружением фундамента по разломам северо-восточного простирания в направле-

нии Северного прогиба и континентального склона. На о. Котельный источники магнитных аномалий по расчетным данным залегают на глубине 8–11 км (Генин и др., 1977) под складчатыми толщами палеозоя. Поскольку эти глубины являются переходной зоной от жесткой и хрупкой «верхней коры» к более пластичной «нижней коре», можно себе представить, что источники магнитных аномалий в пределах Котельническо-Ляховского поднятия находятся под поверхностью тектонического несогласия. В пределах Хромского массива источники магнитных аномалий находятся преимущественно на глубине 2–4 км под кайнозойскими отложениями Фаддеевско-Приморской депрессии. Юго-западная граница Хромского массива маркируется цепочкой аномалий, характерных для осадочных толщ, насыщенных телами габброидов предположительно офиолитового комплекса, протянувшегося вдоль всего Анюйского шва. Одно из таких тел перидотитового состава обнажено вблизи м. Шалаурова на о. Б. Ляховский. С севера Хромский массив ограничен цепочкой овальных в плане отрицательных магнитных аномалий, протянувшейся также на о. Б. Ляховский, где они маркируют интрузивные массивы гранитоидов.

Уверенно очерчивается область отрицательных значений региональных магнитных аномалий, расположенная к югу от поднятия Де-Лонга. Пространственно эта область представляет собой центральную часть выделенного ранее Новосибирского прогиба. Градиентами региональной магнитной аномалии уверенно фиксируются тектонические границы северного и южного бортов этой впадины. С запада замыкание соответствующей впадины структуры фундамента проходит по разлому север-северо-восточного простирания, пересекающему центральную часть о. Новая Сибирь. На востоке эта структура ограничена разломом северо-восточного простирания, прослеживающимся на север на поднятие Де-Лонга, к востоку от которого градиенты гравитационных аномалий минимальные, а фундамент соответственно должен находиться на максимальной глубине. В западной части Восточно-Сибирского моря по локальным минимумам силы тяжести очерчиваются контуры грабенообразных впадин, заполненных осадками плитного комплекса.

Широкая полоса дна Восточно-Сибирского моря, заключенная между Хромским массивом и Новосибирским прогибом, рассекаемая многочисленными разнопорядковыми дизъюнктивными нарушениями, представляет собой область постепенного погружения к северу складчатого фундамента. Расчетные данные не подтверждают существования ранее выделявшихся здесь Благовещенского прогиба и гряды Анжу.

Карта гравитационных аномалий (рис. 12) характеризует как интенсивность аномалий, источники которых расположены преимущественно в «верхней» коре, так и направление градиентных зон. Наиболее заметные аномалии относятся к протянувшемуся вдоль берега Анюйско-Ляховскому поясу и к север-северо-восточной зоне, рассекающей шельф по направлению к хр. Менделеева.

Самыми высокими градиентами гравитационных аномалий (рис. 15–16) характеризуются зоны развития молодых грабенов, расположенные к западу от Хромского массива (в море Лаптевых), к западу от Котельническо-Ляховского поднятия, а также между этим поднятием и поднятием Де-Лонга. Высокие градиенты наблюдаются также и в зоне северо-западного направления на поднятии Де-Лонга, маркируя дизъюнктивные нарушения скорее всего мезойско-кайнозойских эпох. По значениям градиентов и направлению градиентных зон очерчиваются границы Хромского массива, поднятий Де-Лонга и Котельническо-Ляховского, а также зона моноклиналичного погружения фундамента к северу от Хромского массива в направлении к Новосибирскому прогибу. В самом Новосибирском прогибе четко, как и по региональным магнитным аномалиям, вырисовывается раздел северо-восточного простирания,

к востоку от которого градиенты гравитационных аномалий минимальные, а фундамент соответственно должен находиться на максимальной глубине.

В восточной части Восточно-Сибирского моря аномалии потенциальных полей характеризуют геолого-тектоническую ситуацию в этой части шельфа с большой долей неопределенности из-за скудости сейсмогеологических данных и низкой детальности магнитных съемок. На карте региональных магнитных аномалий (рис. 17) высокими положительными аномалиями отмечено поднятие Врангеля. Это поднятие характеризуется также и высокими значениями градиентов гравитационных аномалий. Западнее по магнитным и гравитационным данным расположен еще один блок земной коры, в котором видны признаки существования докембрийского фундамента, – Шелагинское поднятие. Расположенный между этими двумя поднятиями Западно-Врангелевский прогиб имеет, по-видимому, асимметричное строение. Его западный борт имеет четкую линейную границу, в то время как контур восточного борта представляется размытым; возможно, здесь происходит постепенный, по серии разломов, подъем докембрийского фундамента и складчатого основания. Западной границей Шелагинского поднятия является дизъюнктивная зона, протянувшаяся в север-северо-восточном направлении через весь шельф Восточно-Сибирского моря. На юге, в низовьях р. Алазея, эта зона сочленяется с «колымской петлей» – структурой, опоясывающей Колымский срединный массив. На севере она пересекает бровку шельфа и выходит в Североамериканский бассейн в виде выраженной в рельефе структуры, секущей поднятие Менделеева. Описываемая зона четко выражена в гравитационном поле и менее четко – в магнитном (рис. 11–12). Ее пересекает ряд субширотных и северо-западных по направлению магнитных аномалий, связанных, по-видимому, с магматизмом, развившимся позже основных движений по описанной Колымско-Менделеевской зоне разломов.

Проблематичным в свете анализа карт аномалий потенциальных полей выглядит существование прогиба Вилькицкого в качестве продолжения Северо-Чукотской впадины и переходящего далее на северо-запад в Северный прогиб. Отрицательная структура к северу от Шелагинского поднятия характеризуется спокойным пониженным магнитным полем и спокойным гравитационным полем и однотипна с восточным блоком Новосибирского прогиба. Особой характеристикой обладает субширотная зона низких значений силы тяжести к юго-западу от о. Врангеля – так называемая впадина Лонга. В отличие от других прогибов рассматриваемого региона она характеризуется интенсивными положительными магнитными аномалиями. Такое сочетание отрицательных гравитационных и линейных положительных магнитных аномалий характерно для некоторых рифтогенных структур.

Чукотское море

Блоковые структуры дна Чукотского моря хорошо просматриваются на картах остаточных аномалий, полученных после вычитания из исходных значений магнитного и гравитационного полей аномалий длиннопериодных составляющих (рис. 17–18). Четко выделяется в магнитном поле поднятие Врангеля, ограниченное с севера градиентной зоной, соответствующей южному борту Северо-Чукотской впадины. Столь же отчетливо южный борт впадины выделяется и на карте остаточных гравитационных аномалий (рис. 18). Северный борт Северо-Чукотской впадины хорошо вырисовывается на карте гравитационных аномалий. В то же время в магнитном поле он представляет собой сложную структуру. Мощность намагниченного слоя базаль-

тов в северном борту впадины, по-видимому, невелика. С этим и связана сложная картина магнитного поля на северном борту впадины.

Следующим тектоническим элементом, выделяемым аномалиями потенциальных полей, является впадина Шмидта. Четкие градиентные зоны гравитационных и магнитных аномалий (рис. 13–16) расположены вдоль северо-восточного и юго-западного бортов прогиба. На северо-западе и юго-востоке впадина Шмидта ограничена гораздо менее четко выраженными градиентными зонами субширотного и восток-северо-восточного направления. Моделирование показывает, что под наиболее погруженной частью основания впадины наблюдается подъем базальтового слоя земной коры, обуславливающий положительную магнитную аномалию и компенсацию прогиба в поле силы тяжести.

В фундаменте и вдоль западного борта Северо-Колвиллского прогиба отчетливо преобладают градиентные зоны субмеридионального и север-северо-восточного направления, соответствующие направлению фронтов надвиговых деформаций, фиксируемых в чехле сейсмическими исследованиями (Thurston, Theis, 1987). Эти аномалии, так же как и мозаичные аномалии, расположенные к юго-западу от поднятия Геральда, срезаются зоной аномальных градиентов северо-восточного направления, соответствующей дуге Барроу, продолжение которой ограничивает с юго-востока поднятие Врангеля. На Чукотском море в районе дуги Барроу мощность койлогенного чехла, по данным сейсморазведки, составляет 1,5–2 км.

ПЛОТНОСТНАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Один из методов комплексной интерпретации геофизических данных – моделирование, производимое на основе компьютерных расчетов и подбора разрезов. Успех моделирования может быть обеспечен, с одной стороны, учетом всей достоверной априорной геолого-геофизической и петрофизической информации и, с другой – использованием передовых технологий вычислений. В представленных моделях с максимальной полнотой использованы сейсмогеологические данные, характеризующие главным образом строение осадочного чехла в бассейнах и складчатых поясах и фундамента на их периферии. Использованы также результаты немногочисленных прямых наблюдений глубинных сейсмических границ. Работа опирается на созданные во ВНИИОкеангеологии базы данных геофизических полей и петрофизические базы данных.

Многопрофильные объемные модели, требующие обширной и детальной сейсмогеологической информации, обработанной с применением особых интерпретационных методик, построены для акваторий морей Баренцева и Лаптевых. В других случаях плотностные модели земной коры Арктического шельфа России представлены в виде трансектов, пересекающих основные структуры и бассейны (рис. 23). Каждый из трансектов является результатом комплексной интерпретации гравимагнитных и сейсмометрических данных, сосредоточенных вдоль некоторого магистрального сейсмического профиля, отработанного различными модификациями сейсмического метода разведки либо построенного при обобщении сейсмических исследований. Построение моделей произведено с использованием оригинальной программы решения обратной задачи гравиразведки и магниторазведки на основе сеточной аппроксимации (Пискарев, Чернышев, 1997). Программа позволяет производить подбор плотностей и намагниченностей тел в заданных пределах изменений при закреплённой геометрии разреза и всего нижнего полупространства. При этом максимально

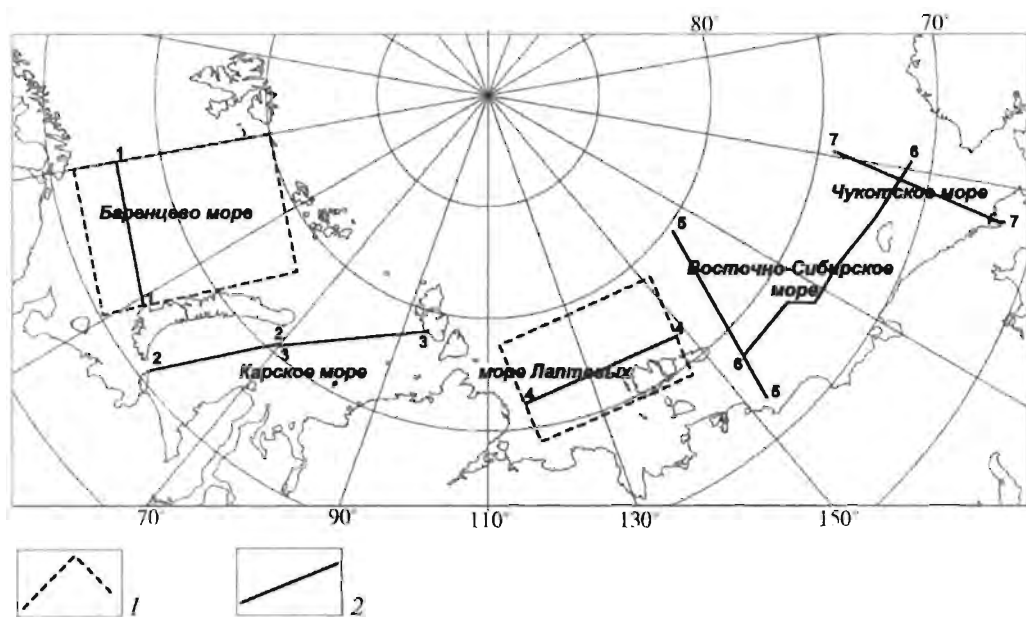


Рис. 23. Схема расположения модельных разрезов и площадей объемного моделирования.

1 – контуры площадей 3D-моделирования; 2 – профили модельных разрезов (1–1 – через Южно-Баренцевскую впадину, 2–2 – вдоль Южно-Карского и 3–3 – Северо-Карского геотрансектов, 4–4 – в центральной части моря Лаптевых, 5–5 – в западной и 6–6 – в восточной части Восточно-Сибирского моря, 7–7 – в Чукотском море).

используются данные сейсмометрии, характеризующие, как правило, строение осадочного чехла акваторий, и петрофизические данные, а также данные о структуре магнитоактивного слоя и плотностной структуре земной коры.

Использованные при построении моделей плотностные характеристики толщ приведены в табл. 2.

В Баренцевом море на основании изучения и обобщения геолого-геофизической информации построена трехмерная плотностная модель земной коры, охватывающая площадь от Кольского п-ова и о. Колгуев на юге до арх. Шпицберген и Земли Франца-Иосифа на севере и от 30° в. д. на западе до Новой Земли на востоке. Модель демонстрирует глубинную структуру региона. Общая мощность земной коры на изученной площади уменьшается от 34–35 км вблизи побережий до 26–28 км в осевой части Восточно-Баренцевской впадины.

Основные черты строения земной коры Восточно-Баренцевского региона иллюстрируются сечением 3D-модели, проходящим через Южно-Баренцевскую впадину. Демонстрируемый профиль (рис. 24) начинается на востоке на Печорской плите, в зоне ее сочленения с Пай-Хой-Новоземельским складчатым поясом. Далее на запад профиль пересекает Южно-Баренцевскую впадину, поднятие Федынского и Нордкапский прогиб. Заметим, что строение земной коры в области поднятия Федынского типично для континентальных платформенных блоков, в кристаллической коре Нордкапского прогиба редуцирован гранитно-метаморфический слой земной коры, а под Южно-Баренцевской впадиной редуцированы оба слоя земной коры, и общая мощность ее кристаллической части уменьшается всего до 7–8 км.

Таблица 2

**СРЕДНЯЯ ПЛОТНОСТЬ ТОЛЩ ЗЕМНОЙ КОРЫ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА РОССИИ (в г/см³)
ПО ПЕТРОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ И В РЕЗУЛЬТАТЕ РЕШЕНИЯ
ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ**

Толщи	Баренцево море	Карское море	море Лаптевых	Восточно-Сибирское море	Чукотское море
Неоген-четвертичные осадки			1,89	1,89	
Палеоген-четвертичные осадочные		2,08–2,10			
Палеогеновые осадочные			2,12	2,12–2,28	
Верхнемеловой четвертичный покровный комплекс осадочных пород	2,32		2,32–2,33		2,42; 2,52 и 2,62 (0–6, 6–10 и 10–17 км)
K ₂ -осадочные		2,25		2,34–2,52	
K ₁ -осадочные		2,35		2,50–2,63	
J ₁₋₃ -осадочные	2,47	2,47	2,41–2,52 (J–K ₁)		
P ₁ –T-терригенные	2,56–2,58	2,56–2,58	2,54–2,60	2,61–2,67	2,57–2,58
PZ _{1,2} -терригенно-карбонатные	2,69	2,65	2,66–2,71	2,65–2,73	2,63–2,73
Гранитно-метаморфический кристаллический фундамент	2,70–2,73	2,71	2,67–2,73	2,72–2,77	2,74
Гранитно-метаморфический слой земной коры на глубине более 10 км	2,76		2,76		
Участки базифицированной верхней коры	2,83	2,79	2,77–2,87	2,81–2,84	2,81
Базальтовый слой земной коры	2,90	2,90	2,91	2,91	2,91
Мантия	3,30	3,30	3,31	3,31–3,32	3,31

Глубинное строение региона Карского моря иллюстрируется разрезом (рис. 25), построенным как комбинация данных по двум геотрансектам, основанным на сейсмических данных профилей МОВ ОГТ, выполненных МАГЭ в 1990 г.

Южно-Карский геотрансект пересекает Южно-Карскую впадину в направлении на северо-восток от о. Вайгач. От начала профиля по направлению к центру впадины (ПК 350–420) наблюдается постепенный подъем подошвы земной коры от 34 до 29 и границы К от 22 до 16 км. Далее на север, по направлению к Северо-Сибирскому порогу, происходит опускание границы М до 31 км. Предполагается общее утяжеление (частичная базификация) и частичная редукция гранитно-метаморфического слоя земной коры в центральной части впадины (до плотности 2,79 г/см³),

мгГал + Наблюд. - Расчет

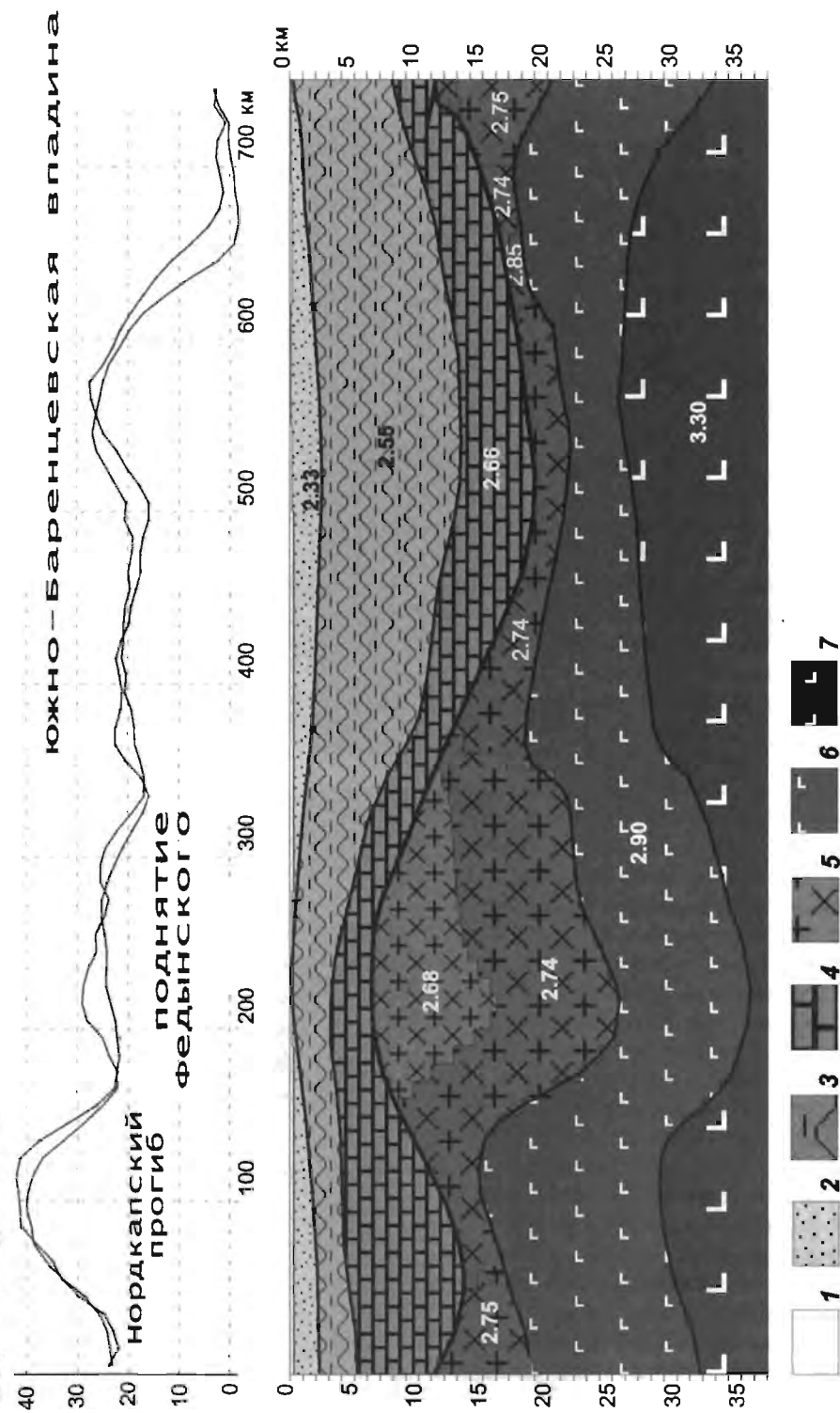


Рис. 24. Разрез 3D-модели через Южно-Баренцевскую впадину, профиль 1-1 (рис. 23).

1 – морская вода; 2 – меловые и кайнозойские осадочные толщи; 3 – верхнепермские и мезозойские терригенные осадочные толщи; 4 – нижне-среднепермские осадочные толщи; 5 – гранодиоритовый «верхний» слой земной коры; 6 – базальтовый «нижний» слой земной коры; 7 – мантия.

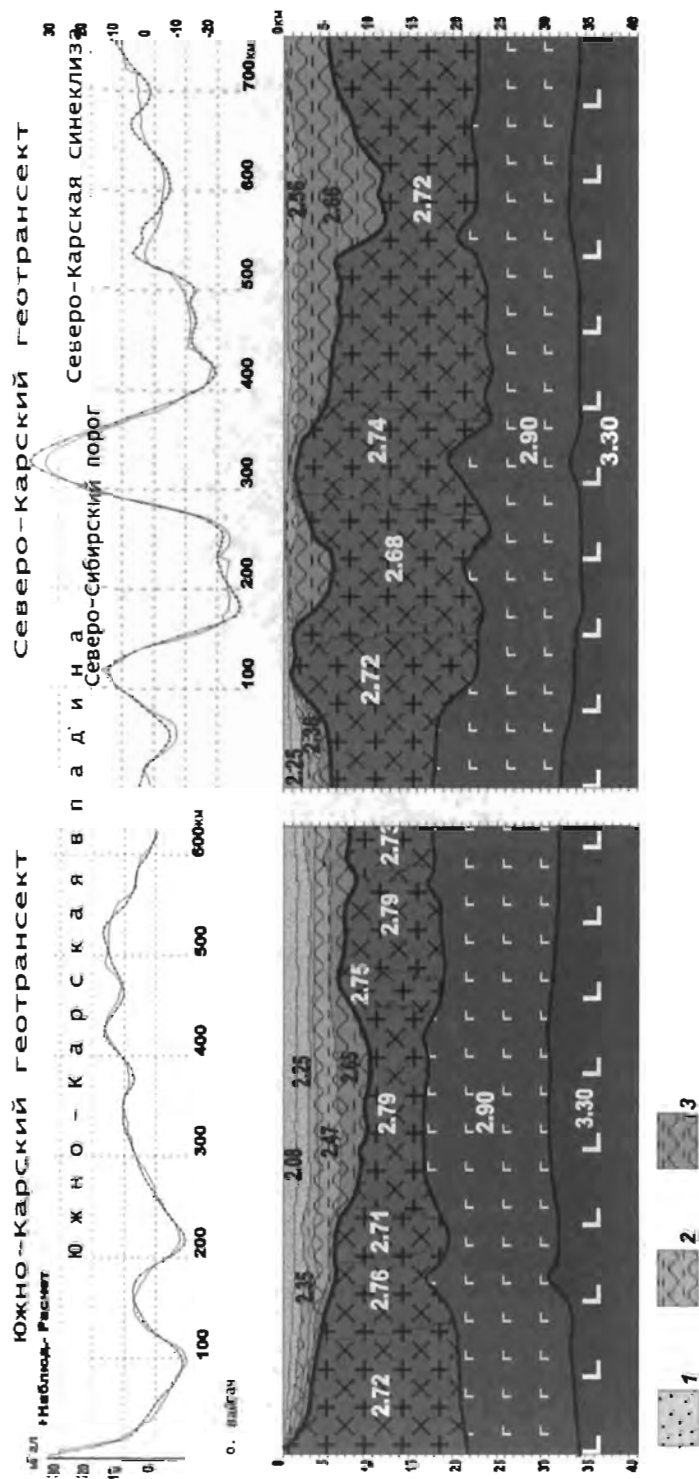


Рис. 25. Разрез земной коры вдоль Южно-Карского и Северо-Карского геотрансектов, профили 2-2 и 3-3 (рис. 23).

1 – верхнемеловые и кайнозойские осадочные толщи, 2 – терригенные толщи от триасового до нижнемелового возраста, 3 – предполагаемые палеозойские терригенно-карбонатные осадочные толщи. Остальные усл. обозн. см. на рис. 24.

объясняющие повышение уровня поля Δg в ее центральной части. Северо-Карский геотрансект начинается вблизи северо-восточного борта Южно-Карской впадины и тянется в северо-восточном направлении через Северо-Сибирский порог и Северо-Карскую синеклизу к о. Октябрьской Революции арх. Северная Земля. Почти на всем протяжении профиля глубина границы М на подобранной плотностной модели изменяется от 32 до 33 км. Базальтовый слой проходит на глубине 22–23 км, а локальные поднятия с амплитудой 2–3 км моделируют утяжеление вышележащего гранитно-метаморфического слоя при внедрении в него магматических тел основного состава. Два гравитационных максимума, протянувшихся вдоль Северо-Сибирского порога, объясняемых поднятиями фундамента, включающего, вероятно, и палеозойские складчатые толщи, разделены глубоким минимумом Δg . Столь глубокий минимум не может быть объяснен только дефицитом масс от осадков, заполняющих впадину, глубина которой, по данным сейсморазведки, достигает 5 км. По-видимому, в этой зоне фундамент разуплотнен при гранитизации. По аналогии с протерозойскими гранитизированными массивами С. Таймыра, плотность фундамента в зоне минимума принята равной $2,68 \text{ г/см}^3$.

Не вызывает сомнений, что формирование современной структуры дна северо-восточных шельфовых морей произошло при активном воздействии процессов, приведших к образованию Северного Ледовитого океана. Проблемы строения земной коры в море Лаптевых вызывают особый интерес, так как с трех сторон шельф моря Лаптевых окружен разновозрастными мезозойскими складчатыми поясами и докембрийскими платформенными блоками, границы которых на шельф однозначно не распространяются. После компиляции новейших сейсмических данных была построена 3D-плотностная модель земной коры ключевой площади, охватывающей центральную и восточную части моря Лаптевых. Трехмерная плотностная модель охватывает площадь $500 \times 830 \text{ км}$ (рис. 23).

Разрез, представленный на рис. 26, проходит в центральной части площади, между Южно-Лаптевским прогибом и континентальным склоном, и тянется на восток в район, расположенный севернее о-вов Анжу. Поверхность Мохоровичича, фрагментарно прослеженная сейсмическими методами, поднимается до 21,5 км в районе Южно-Лаптевского прогиба и опускается до 32 км вблизи о. Котельный. Лежащая выше поверхность базитового слоя земной коры под Южно-Лаптевским прогибом совпадает с фрагментарно зафиксированным сейсморазведкой detachment. Гранодиоритовая кора Котельнического массива подразделена на нижний слой (в нем в диапазоне глубин 8–16 км заключены источники магнитных аномалий) и верхний слой, состав которого можно считать в первом приближении аналогичным обнажающемуся в массиве набору пород. К западу и востоку от Котельнического массива, представленного типичной платформенной континентальной корой, развиты толщи, которые, судя по плотности, больше всего похожи на складчатые терригенные толщи. Венчают разрез три чехольные осадочные толщи, подстилаемые горизонтами LS-1, LS-2 и LS-3 (Грамберг, Пискарев, 2002).

Наибольшие проблемы возникают с отождествлением толщи акустического фундамента в центральной части моря Лаптевых, залегающей между отражающим горизонтом LS-1 и отражающей границей, интерпретируемой, по сейсмическим данным, как поверхность detachment или как поверхность «высокоотражающих кристаллических образований». По плотности ($2,62 \text{ г/см}^3$) ее можно отнести к типичным образованиям гранитно-метаморфического слоя земной коры, редуцированного по мощности. Под самой глубокой частью впадины эта толща отсутствует, и базитовые толщи выходят непосредственно под подошву осадочного чехла. Представляется весьма

мГал + Наблюд. - Расчет

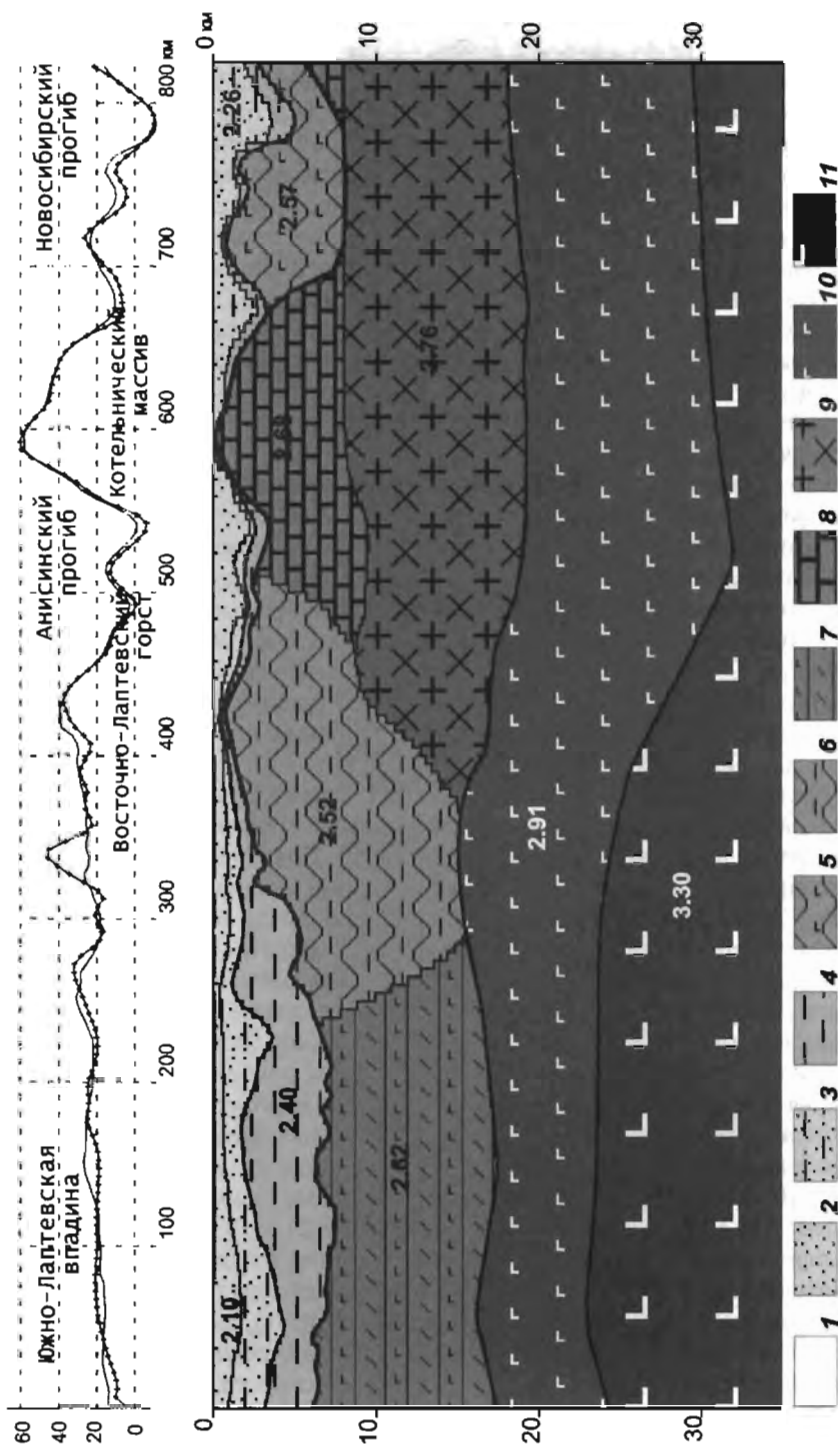


Рис. 26. Разрез через 3D-плотностную модель земной коры моря Лаптевых, профиль 4-4 (рис. 23).

1 – морская вода; 2-4 – толщи осадочных пород (2 – верхняя, 3 – средняя, 4 – нижняя); 5 – скалчатый акустический фундамент, предположительно состоящий из терригенных толщ мезозоя; 6 – то же, с включением магматических тел; 7 – редуцированный гранитно-метаморфический слой акустического фундамента; 8 – гранодиоритовая «верхняя» кора в смеси с терригенно-карбонатными осадочными породами нижнего – среднего палеозоя; 9 – гранодиоритовая земная кора на глубине более 8-10 км; 10 – базитовый слой земной коры; 11 – мантия.

вероятным, что именно толща, залегающая ниже горизонта LS-I, включает в себя переработанные комплексы палеозойских терригенно-карбонатных и мезозойских терригенных отложений, протянувшихся от материка к бассейну моря Лаптевых, — породы, попавшие после погружения в зону пластического течения, прорванные магматическими образованиями и частично метаморфизованные, смятые в складки под воздействием тех горизонтальных напряжений, которые привели к образованию листрических сбросов в вышележащих толщах.

В свете изложенных данных нет никаких сомнений, что достигающий 14-километровой мощности осадочный чехол системы Южно-Лаптевских прогибов не включает в себя палеозойские карбонатные отложения, развитые на Сибирской платформе; точно так же нет сомнений, что в основании осадочного чехла Южно-Лаптевских прогибов лежат складчатые толщи, смятые в поясах деформаций, протянувшихся в мезозое как на северо-запад, так и на северо-восток. Возможно, палеозойские и докембрийские образования входят в состав этих толщ, но в глубокопереработанном виде. Точно так же нет никаких геофизических данных о сохранении в основании Южно-Лаптевских прогибов фрагментов дна палеозойского океана, не затронутых последующей складчатостью и переработкой. Анализ геофизических аномалий и моделирование не дают аргументов в пользу такой гипотезы.

Приведенные данные показывают, что не существует Усть-Ленского рифта в виде широкой зоны, соединявшей на протяжении кайнозоя материковые впадины и грабены с Евразийский бассейном, как это часто трактуется в последнее время (Драчев, 2000; Sekretov, 1998). Узкие грабены, заполненные 5–7-километровыми осадками, развиты только на периферии массивов Котельническо-Ляховского и Де-Лонга. В то же время современная сейсмичность развита лишь в грабенах, расположенных в меридиональной зоне западнее 136° в. д.

Восточно-Сибирское море принадлежит к наименее изученным морям российского шельфа. *Геотрансект Де-Лонга* (рис. 27) проходит вдоль сейсмического профиля ОГТ, выполненного в 1988 г. экспедицией ИО АН РАН в западной части Восточно-Сибирского моря. Южный участок профиля (ПК 0–70) характеризуется положительными аномалиями Δg , протянувшимися в плане на запад к южной оконечности о. Б. Ляховский. Характер аномалий потенциальных полей позволяет предположить наличие в верхней части консолидированной коры образований офиолитового комплекса, протянувшихся вдоль Анюйско-Ляховской зоны по северному краю Хромского массива. На участке ПК 70–230 происходит постепенное погружение кристаллического фундамента на глубину от 1,5 до 10 км, средняя плотность осадочных пород в основании чехла составляет $2,65 \text{ г/см}^3$. Поверхность М находится на глубине 32–33, К – 17–18 км.

На участке ПК 230–300 профиль пересекает южный борт Новосибирского прогиба. Акустический фундамент в прогибе не прослежен сейсморазведкой. Модель демонстрирует подъем поверхности К от 17,5 до 12 и М – от 33 до 31 км, что частично компенсирует в гравитационном поле рост мощности осадков по направлению к впадине. Между ПК 300–420 профиль пересекает Новосибирский прогиб. В основании осадочного чехла показан предположительно складчатый фундамент плотностью $2,72 \text{ г/см}^3$. На участке ПК 420–465 профиль пересекает северную впадину Новосибирского прогиба. Подъем базитовых толщ до 10 и поверхности М до 30,5 км создает наблюдаемый в гравитационном поле максимум.

Между ПК 440–650 профиль проходит по поднятию Де-Лонга. До глубины 9 км предполагается преимущественно складчатый фундамент плотностью $2,69 \text{ г/см}^3$, ниже, до поверхности К на глубине 18 км, — гранитно-метаморфический слой земной коры

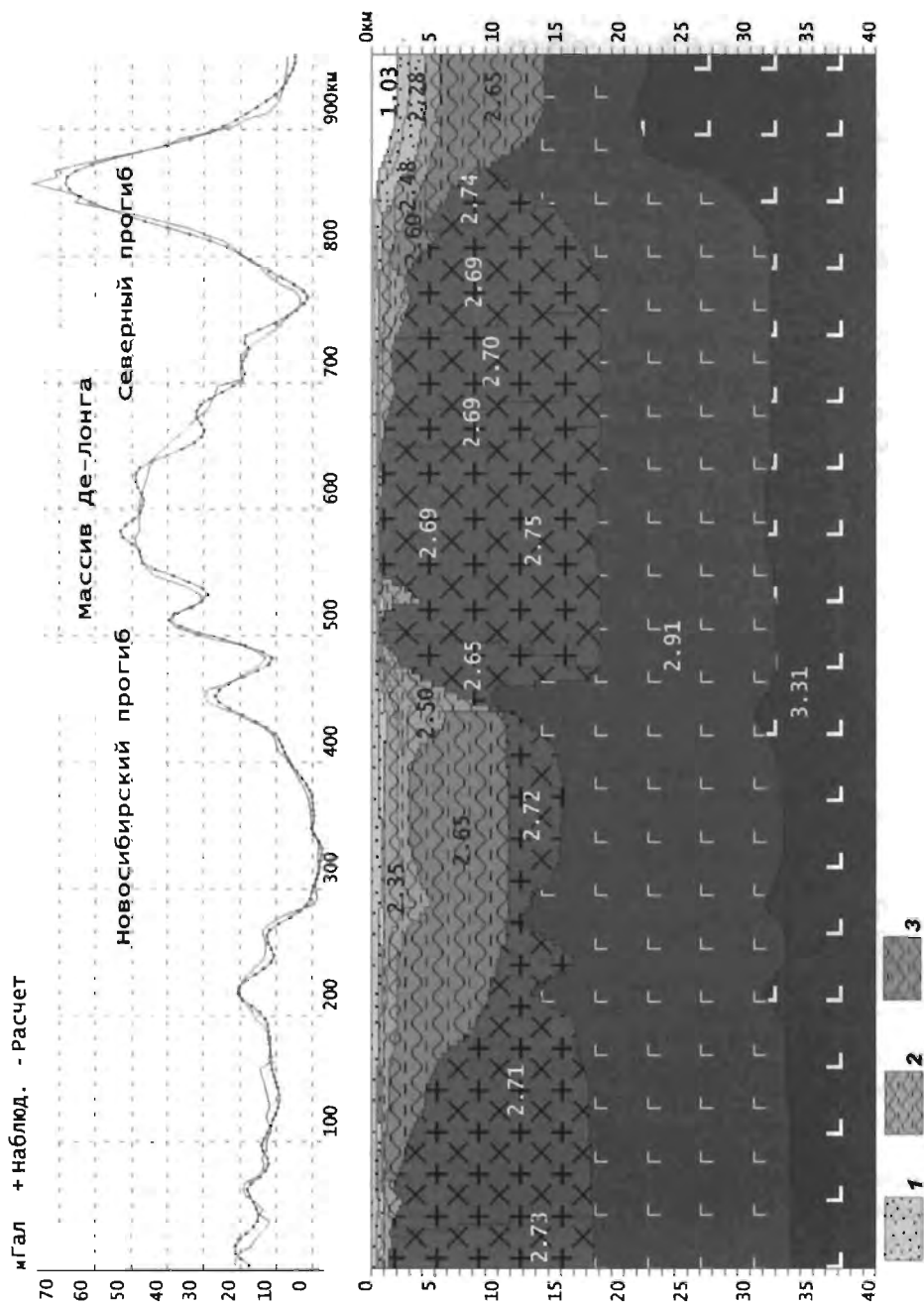


Рис. 27. Разрез земной коры западной части Восточно-Сибирского моря, профиль 5-5 (рис. 23).

1 – осадочные толщи покровного комплекса; 2 – мезозойские терригенные осадочные толщи; 3 – нерасчлененные осадочные толщи нижней части осадочного чехла. Остальные усл. обозн. см. на рис. 24.

плотностью $2,75 \text{ г/см}^3$. Верхняя часть разреза в интервале глубин 1–5 км насыщена телами основных магматических образований. В районе ПК 650–740 профиль проходит по северо-западному блоку поднятия Де-Лонга – однородный фундамент плотностью $2,69\text{--}2,70 \text{ г/см}^3$ включает магматические тела основного состава. На участке ПК 740–820 профиль пересекает Северный прогиб, а ПК 820–930 – зону перехода к океанической коре, перекрытой в пределах профиля мощной осадочной толщей.

Восточно-Сибирский трансект (рис. 28) пересекает центральную и восточную части Восточно-Сибирского моря и шельф Чукотского моря по северному краю поднятия Врангеля. Трансект основан на сейсмических данных профилей МОВ ОГТ «Дальморнефтегеофизика» (1991). К сожалению, ряд структур пересечен профилем в их краевых частях, что отразилось на характере подобранной модели. С запада на восток на модельном разрезе показан ряд крупных структур. ПК 0–300 км – южный борт Новосибирского прогиба с мощностью осадочного чехла более 5 км. В районе ПК 180 профиль пересекает Колымско-Менделеевскую зону разломов, мощность осадочной толщи местами увеличивается примерно до 10 км, наблюдается подъем поверхности базитового комплекса земной коры. ПК 380–600 – профиль пересекает Восточно-Сибирский свод, в пределах которого типичная континентальная кора подразделена на верхний комплекс складчатого фундамента плотностью $2,66\text{--}2,70 \text{ г/см}^3$ до глубины 9–10 км и нижний комплекс гранитно-метаморфической коры плотностью $2,74\text{--}2,77 \text{ г/см}^3$ до глубины 15–17 км. ПК 600–770 – профиль пересекает Западно-Врангелевский прогиб. В наиболее глубокой части прогиба мощность осадочного чехла достигает 12 км, поверхность К поднимается близко к подошве осадочного чехла, а глубина поверхности М уменьшается от 32,5 до 30 км. Далее на восток профиль проходит по поднятию Врангеля. Западная часть поднятия по своему строению аналогична Восточно-Сибирскому своду. В районе ПК 900 поднятие пересекается небольшим прогибом с мощностью мезозойско-кайнозойских осадков около 2 км. Начиная с ПК 1000 (к северо-востоку от о. Врангеля) возрастает мощность предположительно палеозойских осадков с плотностью $2,64\text{--}2,67 \text{ г/см}^3$, подошва которых достигает максимальной глубины 9–10 км в районе ПК 1150. Восточное окончание профиля пересекает насыщенный магматическими образованиями складчатый фундамент дуги Барроу.

Чукотский геотрансект (рис. 29) пересекает главные осадочные бассейны Чукотского моря. Модель основана на обобщенных сейсмических данных МОВ ОГТ. Профиль пересекает северную часть прогиба Хоуп (впадина Шмидта), поднятие Врангеля и Северо-Чукотский прогиб. Результаты моделирования показывают, что под осадочным чехлом повсеместно залегают толщи складчатого фундамента. Южный борт Северо-Чукотского прогиба сложен породами, плотность и намагниченность которых соответствует параметрам фундамента, обогащенного магматическими образованиями. Однако под самой глубокой частью прогиба, на глубине более 15 км, залегают полностью размагниченные породы, по-видимому, базальтового состава плотностью $2,91 \text{ г/см}^3$ при температуре, соответствующей этой глубине.

Сравнение трансектов по внутрислойным плотностным неоднородностям показывает, что преобразования коры в процессе формирования седиментационных бассейнов арктической континентальной окраины характеризуются не только ее утонением, но и блоковой структуризацией слоя верхней консолидированной коры. Бассейнам Баренцева и Карского морей свойственны крупноблоковые обособления с четкой границей фундамент – чехол и плавным компенсационным поднятием кровли мантии.

Смена стиля структурно-вещественных преобразований наблюдается под Лаптевским седиментационным бассейном, где разделение на блоки верхней коры про-

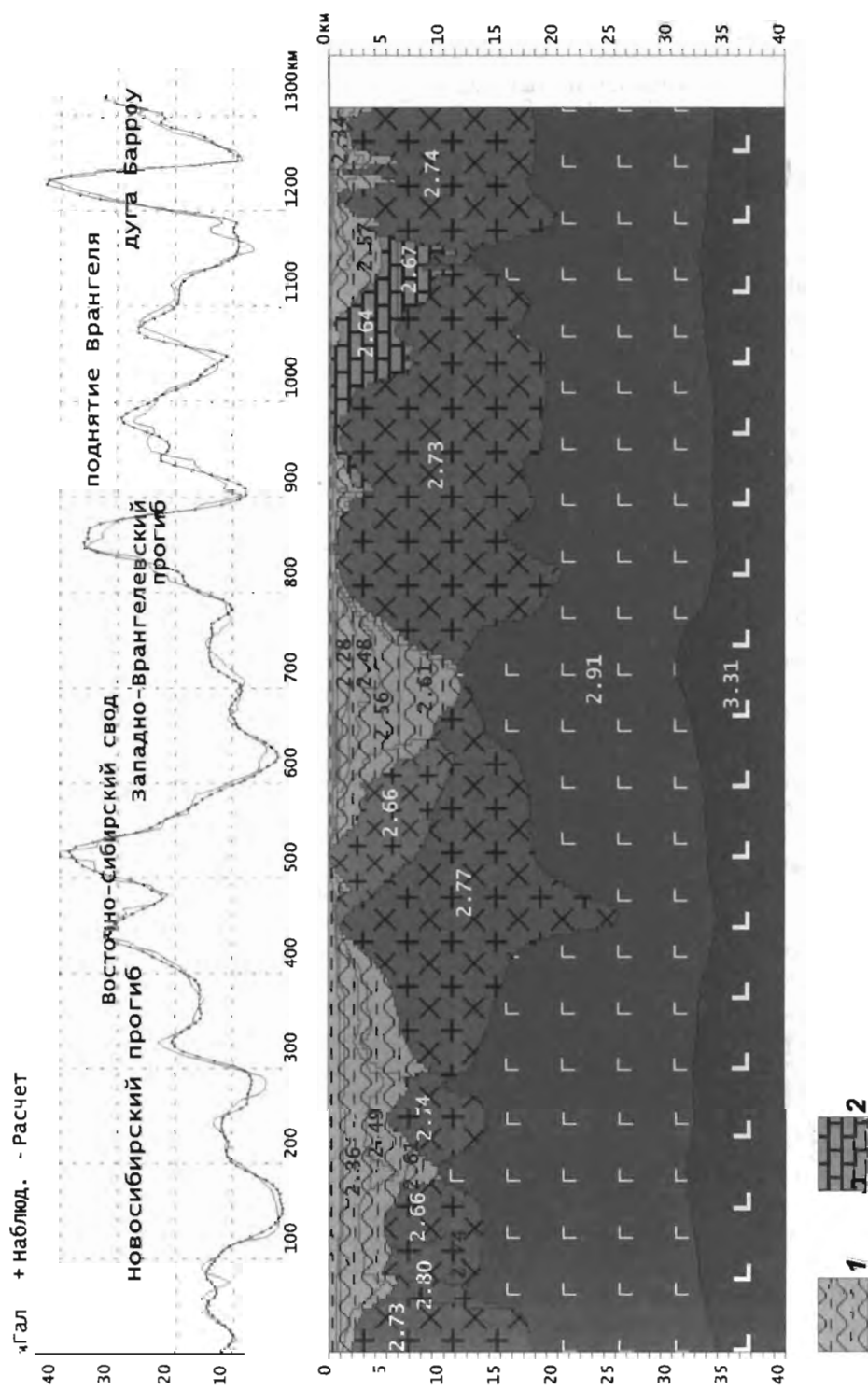


Рис. 28. Разрез земной коры восточной части Восточно-Сибирского моря, профиль 6-6 (рис. 23).

1 — нерасчлененные терригенные осадочные толщи; 2 — предположительно карбонатные осадочные толщи. Остальные усл. обозн. см. на рис. 24.

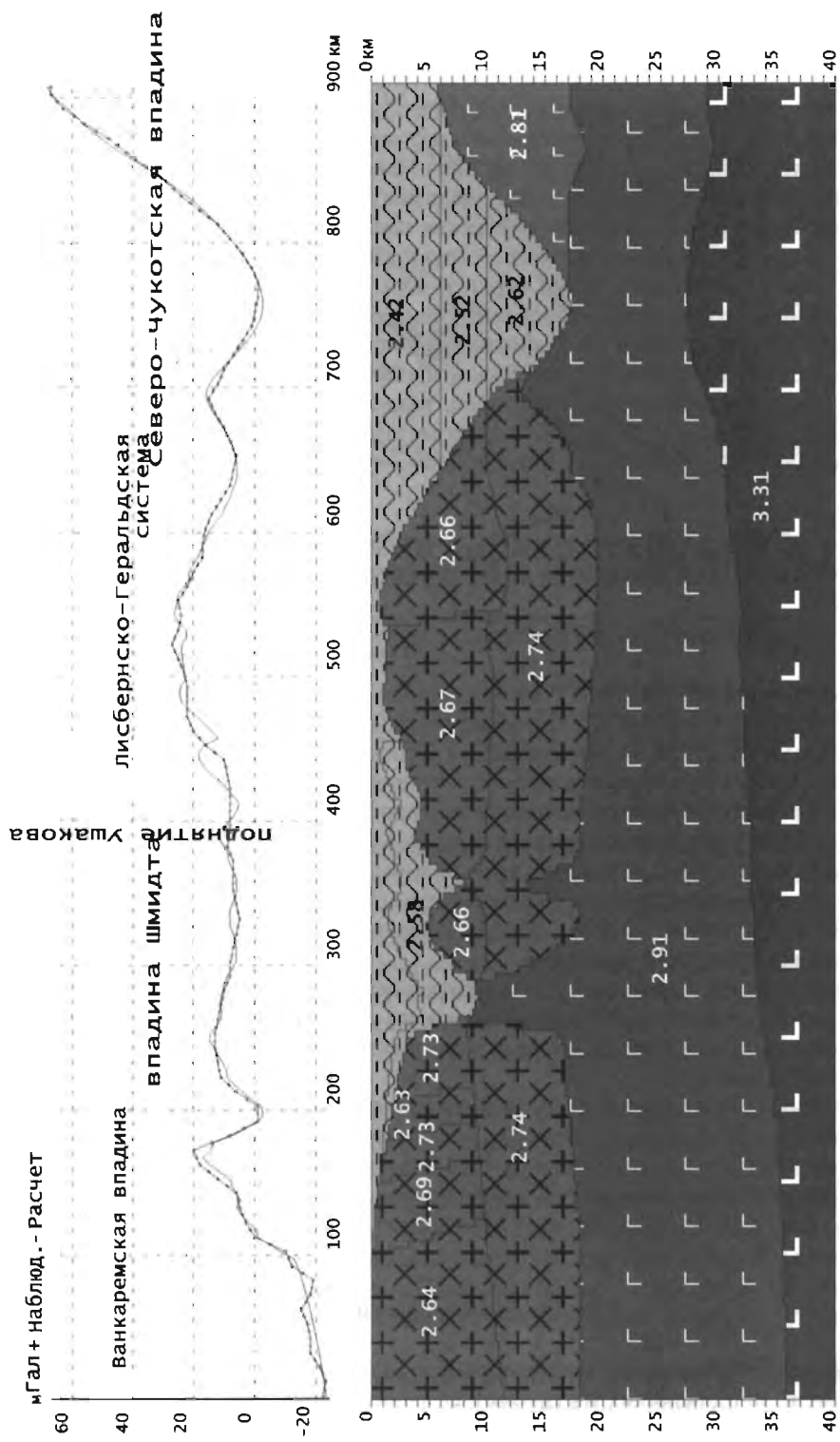


Рис. 29. Разрез земной коры Чукотского моря, профиль 7-7 (рис. 23).

1 - нерасчлененные осадочные толщи. Остальные усл. обозн. см. на рис. 24.

исходит при сравнительно небольших проседаниях поверхности фундамента, но активных клинообразных поднятиях кровли мантии (рифтогенез «снизу»).

В пределах седиментационных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей компенсационные поднятия плотных пород также имеют клинообразную форму, но реализуются на уровне нижняя – верхняя кора при общем пологом прогибании кровли мантии (рифтогенез «сверху»). Близ Новосибирских о-вов (по периферии пограничного орогенного поднятия между седиментационными бассейнами) наблюдаются мелкие блоки гранитно-метаморфических комплексов верхней коры, дополненные осадочными образованиями верхнего структурного яруса складчатых зон мезозойд. Последние надстраивают блоки верхней коры, а соотношения с бассейновым комплексом отвечают сочетанию горст-антиклинорий с грабен-синклинориями.

Наблюдаемая тенденция к измельчению слагающих фундамент блоков (плотностных обособлений) согласуется с переходом процессов формирования арктической континентальной окраины из пояса кратонов, разделенных палеозоидами (Евразийская литосферная плита), в область бывшего мезозойского тихоокеанского тектогенеза (Северо-Американская литосферная плита).

СКОРОСТНАЯ РАССЛОЕННОСТЬ КОРЫ И МАНТИИ ПО ДАННЫМ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В Арктической геодепрессии проводятся следующие виды сейсмических исследований:

- сейсморазведка МОВ и МОГТ на отраженных волнах в ближней зоне (на удалениях от источника до 3–6 км). Просвечиваются осадки до акустического фундамента;
- сейсморазведка МПВ на преломленных волнах (на удалениях от источника до 100 км). Исследуются осадочные комплексы и верхи консолидированной коры;
- широкоугольное глубинное сейсмическое профилирование (ШГСП) в ближней и дальней зоне (на удалениях от источника до 3–6 км в ближней зоне и до 60 км в дальней зоне). Исследуется структура земной коры;
- глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхней мантии (ГСЗ) на удалениях от источника до 200–400 км. Исследуется скоростная структура (расслоенность) коры и верхней мантии.

Здесь рассматривается только скоростная структура, вытекающая из данных ГСЗ. Описание структуры осадочных разрезов по данным МОГТ – МПВ – ШГСП является специальной задачей разделов, связанных с нефтегазоносностью, а также эволюцией бассейнов.

Для опорных исследований ГСЗ следует отметить хорошую изученность континентальных окраин Арктики – шельфов Баренцева и Восточно-Сибирского морей и ступенчатых континентальных склонов и подножий, образующих систему подводных морфоструктур аваншельфа восточносибирской континентальной окраины между хребтами Ломоносова и Менделеева (рис. 30, табл. 3).

Методика обработки

Главной интерпретируемой информацией в материалах ГСЗ являются годографы первых волн, проникающих на глубину H , равную примерно $L/5$, где L – удаление регистрируемого элемента годографа от источника колебаний. При этом скорость

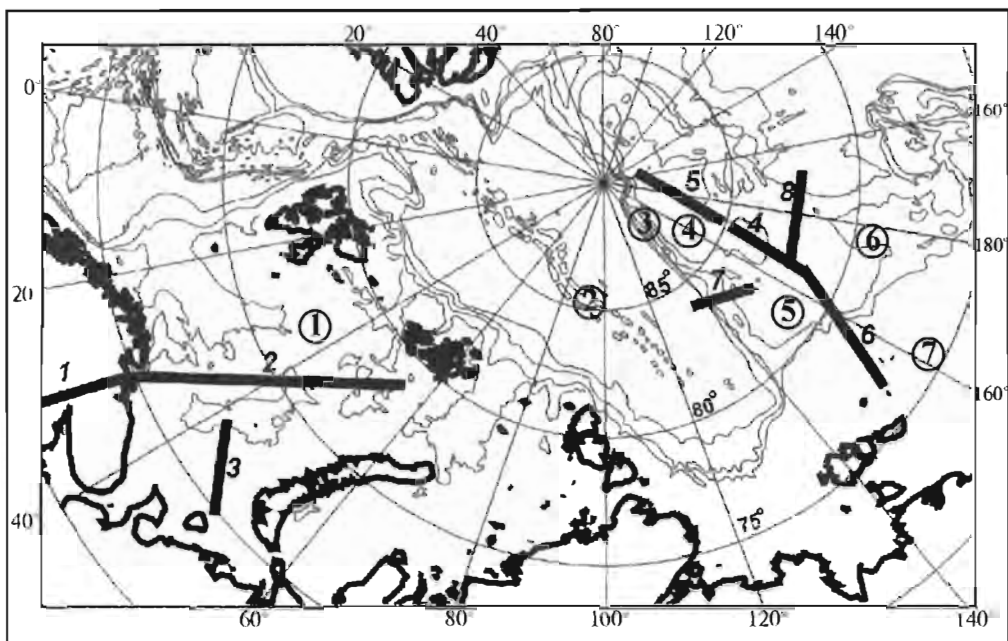


Рис. 30. Изученность Арктики ГСЗ.

Профили ГСЗ: 1 – Ковдор; 2 – ГСЗ 76; 3 – ГСЗ 82; 4 – Северный Ледовитый океан (СЛО)-89; 5 – СЛО-90; 6 – СЛО-91; 7 – СЛО-92; 8 – Арктика-2000. Цифры в кружках: 1 – Баренцевский шельф; 2 – хр. Гаккеля; 3 – хр. Ломоносова; 4 – котловина Макарова; 5 – котловина Подводников; 6 – хр. Менделеева; 7 – массив Де-Лонга.

в среде на глубине H (точка предельного проникания луча или точка возврата) соответствует кажущейся скорости на годографе. Имея систему годографов по профилю, можно получить серию точек возврата $V_i(x_i, H_i)$, по которым проводится поле скоростей $V(x, H)$, описанное изолиниями скоростей.

Физические основы такого скоростного просвечивания среды реализованы программным обеспечением сейсмотомографии (Дитмар и др., 1993). Скоростной разрез или поле скоростей $V(x, H)$ считаются подобранными, если годографы, полученные по нему решением прямых задач, соответствуют наблюдаемым с точностью до случайных ошибок.

Скоростной разрез далее анализируется для нахождения границ I рода (разрыв скоростей на границе), II рода (смена градиентов нарастания скорости с глубиной), III рода (изменение структуры поля неоднородностей скоростного разреза). Для этого бывают полезны дополнительные трансформации поля скоростей: поле градиентов (производных поля скоростей); поле остаточных скоростных аномалий (разница между гладким региональным нарастанием скорости с глубиной и полем скоростей). Целью такого анализа является выделение скоростных слоев, отличающихся по структуре и диапазону скоростей от смежных и отделенных от них сейсмическими границами раздела.

Такие границы выделяются не всегда или не на всем протяжении разреза по методическим причинам (плотность наблюдений недостаточна для подчеркивания скачков скоростей или смен градиентов). Однако границы слоев теряют контраст-

ИССЛЕДОВАНИЯ ГСЗ АРКТИЧЕСКОЙ

Год	Район работ, индекс профиля, отв. исполнитель	Метод и аппаратура	Источник возбуждения сейсмических волн
1960, 1962	Баренцево море, ГСЗ–ЛГИ, ВСЕГЕИ, ЗГТ, И. В. Литвиненко	ГСЗ	Глубинные бомбы
1976	Баренцево море, ГСЗ-76. ИФЗ и ИО АН СССР, Г. Г. Михота	ГСЗ–МПВ, донные станции ИФЗ	Тротил, вес заряда до 135 кг и ПИ объемом 30 л
1982, 1984	Баренцево море, МПВ 7682, 7684, С. М. Зверев и др.	То же	Взрывные источники
1982	Печорское и Баренцево моря, ГСЗ-82, Ю. П. Непрочнов и др.	ГСЗ, донные станции ИО и ИФЗ	То же
1989, 1990, 1991, 1992, 2000	Амеразийский бассейн. ПМГРЭ, М. Ю. Сорокин, Ю. Я. Заманский и др.	ГСЗ, ледовый вариант станции центра «Геон»	»

ность, и слои как бы срастаются и в процессе эволюции. Поэтому во многих случаях деление на слои производится по значениям скоростей, для чего используются стандартные или общепринятые, основанные на большой статистике, а также на определениях, представления о скоростной расслоенности среды.

Скоростные разрезы, расчлененные на слои с общепринятыми названиями, являются окончательным результатом интерпретации материалов ГСЗ. В отличие от разрезов МОГТ осадочных отложений их не принято дополнять литологической и стратиграфической интерпретацией (некоторое исключение иногда делается для скоростных комплексов чехла).

Исходя из этого, ниже дается описание вертикальной скоростной расслоенности коры и верхней мантии по материалам ГСЗ в Арктике с учетом общепринятых представлений и литературных данных, затем приводятся скоростные разрезы и анализируется их латеральная изменчивость.

Вертикальная скоростная расслоенность коры и верхней мантии

Скоростные слои верхних оболочек Земли имеют иерархическую структуру. К расчленению покрывающей ядро покрывки на три главные оболочки (рис. 31, колонка 1) приводит характер изменения скорости с глубиной $V(z)$. Нужно иметь в виду, что, несмотря на многочисленные исследования и дискуссии, никакого опре-

КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Характеристика голографа	Основные результаты	Литературный источник
Длина голографа до 300 км	Профиль длиной 360 км. Выявлены отложения III структурного этажа (предположительно рифейский комплекс) со скоростью 4,8–5,5 км/с. Мощность коры уменьшается с 45 км на Балтийском щите до 35 км на акватории	Литвиненко, 1963
Плотная система встречных и нагоняющих голографов длиной до 400 км	Длина профиля 700 км. Выявлена расслоенность консолидированной коры: верхняя кора имеет скорость 5,8–6,4, нижняя – 6,8–7,0 км/с. Мощность коры 35–40, максимальная мощность осадочного чехла 17 км	Павленкова, 1986
Расстояние между пунктами приема 40, средняя длина голографа 200 км	Подтверждена расслоенность консолидированной коры, определена скорость в верхах мантии 8,0 км/с	
То же	Кровля фундамента в Южно-Баренцевской впадине погружается ступенчато до глубины 10–11 км. Поверхность мантии в осевой части впадины прослеживается на глубину 42–44 км	Верба и др., 1986
Длина голографа до 200 км	Изучена структура коры и верхов мантии по профилям СЛО 89-91 (массив Де-Лонга – Северный полюс), СЛО 92 (сечение хр. Ломоносова) и «Арктика-2000» (сечение хр. Менделеева)	Сорокин и др., 2001

деления земной коры, кроме как внешней оболочки, ограниченной снизу преломляющим горизонтом со скоростью около 8,0 км/с, до сих пор не дано (Глубинное..., 1991; Кунин, 1989). Действительно, геологических моделей возникновения, эволюции и литологического состава земной коры достаточно много, но их соотношения с действительностью остаются неизвестными, что не позволяет какую-то из них взять за основу. По массовости и детальности глубинных исследований сейсмические методы (вместе с сейсмологией) превосходят все остальные вместе взятые, и поэтому расслоенность Земли всегда в первую очередь скоростная.

По характеру изменения скоростей верхняя мантия явно делится на две части. В верхней до глубины 400–410 км скорость в мантии нарастает всего на 1, а в нижней почти такой же мощности – на 2,3 км/с. Эта нижняя высокоградиентная часть верхней мантии обособилась под названием мезосфера (слой Голицына) от покрывающей ее тектоносферы. Открытие Б. Гутенбергом астеносферы разделило тектоносферу на литосферу и астеносферу (слой Гутенберга).

Литосфера (каменная оболочка) включает в себя и твердую (жесткую) земную кору, и часть верхней мантии, называемую субстратом.

Выделение литосферы и астеносферы придало тектоносфере важные свойства. Жесткая литосфера изостатически уравнивается пластичной астеносферой по закону Архимеда. Если литосфера делится на блоки (получившие известность под названием литосферных плит), то они могут перемещаться по латерали, не будучи жестко связаны с мезосферой.

основные слои						промежуточные слои	скорость в слое, км/с	мощность слоя, км
1	2	3	4	5	6	7	8	9
земная кора	литосфера	водный слой (гидросфера)	осадочный слой				1.5	до 4.5
						водно-осадочный	1.5-1.6	0.1-0.3
							1.6-3.4	
							3.4-5.1	0-20
		твердая земная кора	кристаллическая (консолидированная) кора	верхний этаж			5.1-5.5	
						средний этаж		
						нижний этаж		
		субстрат				промежут. струк. этаж	4.7-6.0	0-10
						волновод	6.0-6.5	0-30
						средняя кора	6.5-6.7	0-10
верхняя мантия	астеносфера						6.8-7.3	5-20
						нижняя		
						кор-мантийный слой	7.4-7.8	0-20
						волновод		
нижняя мантия	мезосфера					волновод	7.9-8.9	350
						волновод		
						волновод		
							9.0-11.3	500
							11.3-14.0	2000

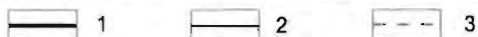


Рис. 31. Скоростные слои континентальной окранны Арктики.

1 — границы I рода (скорость меняется скачком); 2 — границы II рода (меняется градиент нарастания скорости); 3 — границы III рода (изменяется структура неоднородностей).

ной части тектоносферы, чем модели литосфера — астеносфера.

Твердая земная кора делится на осадочный слой и консолидированную (кристаллическую) кору. Консолидированная кора делится на верхнюю и нижнюю, а осадочный слой — на структурные этажи (обычно от I до III). При такой градации (рис. 31, колонка 6) основные слои разделены преимущественно границами I рода.

Тектоническая активизация и иные процессы меняют свойства границ раздела слоев сначала, возможно, их размазыванием (переход границы I рода в границу II рода) на мощность переходного градиентного слоя, а затем — посредством выделения переходного слоя в самостоятельный слой.

На границе земля — воздух возникает зона малых и пониженных скоростей мощностью до нескольких метров. Эта зона агрессивной экзогенной переработки структуры и состава верхней части разреза и граница эндогенных процессов (тран-

В начальный период всеобщего увлечения парадигмой тектоники плит, возникшей на рассмотренной основе, мало кого волновал парадокс, что твердая земная кора ограничена крупнейшими границами I рода, а подолша литосферы либо не является сейсмической границей вообще, либо в лучшем случае может считаться лишь границей III рода.

Другие парадоксы: земная кора имеет структуру, близкую к компенсационной (поверхности фундамента и мантии обычно зеркальны), его не может быть для части «каменной оболочки»; в коре и мантийной части тектоносферы (включая субстрат) обнаружены многочисленные волноводные каналы реологической природы (Шаров, 1987; Глубинное..., 1991; Сурков и др., 1987), объясняющие постепенное нарастание компенсации с глубиной в структуре чередующихся жестких и пластичных пластин. Такая структура осцилляции зависимости $K(z)$ сверхглубинными сейсмическими исследованиями обнаруживается повсеместно (Пущаровский, Непрочнов, 2002; Шаров, 1993; Романюк, 1995) до поверхности мезосферы и, очевидно, лучше согласуется с экспериментальными данными при описании строения мантий-

зит флюидов, колебания Земли). В нее в том числе входит и кора выветривания. Под водой аналогом зоны малых скоростей является водно-осадочный слой. Его специфика определяется абсолютной несжимаемостью воды, заполняющей поровое пространство пород под давлением. Поэтому даже на дне глубоководных котловин под громадным давлением в придонном слое скорость распространения волн сопоставима со скоростью в водной толще. По этой причине иногда поверхность дна не является отражающим горизонтом. Дальнейшее постепенное наращивание скорости превращает крупнейшую границу твердой земной коры с гидросферой в границу II и III рода, т. е. в практически невидимую границу.

На границе кора – мантия по мере повышения детальности глубинных исследований и нарастания их объемов все чаще стал выделяться коро-мантийный слой, являющийся частью нижней коры по определению. С другой стороны, под срединно-океаническими хребтами и абиссальями выделяется толстый, до 40 км, слой разуплотненной мантии с параметрами коро-мантийного слоя. На Балтийском щите мощность коры варьирует от 40 до 65 км главным образом за счет коро-мантийного слоя, мощность которого достигает 20–25 км (Шустова, 1997).

Независимо от природы коро-мантийного слоя, его появление и разрастание коррелируют с тектоно-магматической активизацией. Слой часто встречается на континентальных поднятиях и окраинах и не типичен для стабильных кратонов (активизация Балтийского щита на границе с пассивной континентальной окраиной составляет исключение, подчеркиваемое его аномальной сейсмоактивностью). Коро-мантийные линзы появляются под шовными зонами.

Коро-мантийный слой смягчает границу мантии и коры. В некоторых случаях эту границу приходится проводить просто по изолинии 8,0 км/с поля скоростей $I(x, z)$. Это следует, как отмечалось, из определения поверхности мантии. Нерезкость многих коровых границ заставляет исследователей все чаще при выделении скоростных слоев отдавать приоритет цифрам. Так появилась цифровая шкала слоев (рис. 31, колонка 8).

Поверхность верхней, или консолидированной, коры выделяется по изолинии 6,0 км/с поля скоростей, отвечает поверхности фундамента на древних платформах, где фундамент перекрыт преимущественно низкоскоростными осадками. На молодых платформах типа Западной Сибири фундамент перекрыт породами промежуточного структурного этажа (Кунин, 1989), на шельфах Арктики – высокоскоростными полуметаморфизованными палеозойскими отложениями. Роль промежуточного этажа играет молодой складчатый фундамент орогенов Северо-Восточной Азии (Хаин, Ломизе, 1995).

По структуре и особенностям эволюции на Баренцевском шельфе выделяются три структурных этажа осадочных отложений: нижний, преимущественно палеозойский; средний, пермо-триасовый, рифтогенный; верхний, посттриасовый. Последний этаж платформенной формации плащом перекрывает шельф. При всей асинхронности эволюций разных частей (секторов) Арктической геодепрессии чехол ее шельфов имеет повсюду сходную структуру.

Тектоническая активизация в кайнозое наложила на осадочные отложения новую структуру. Все докайнозойские осадки континентальных склонов со ступенями (аваншельфами) и подножиями, при всем разнообразии их внутренней структуры и эволюции, становятся дорифтовыми, мел-палеогеновые – синрифтовыми, неогеново-четвертичные – синокеаническими.

Граница между верхней и нижней корой слабо отражается в скоростных разрезах и волновых полях и чаще всего задается по значению скорости. Выше нее, в

нижней части верхней коры, на континентальных разрезах ГСЗ устойчиво фиксируется волновод (Шаров, 1987; Глубинное..., 1991). В. И. Шаров (1987) относит его даже к уровню абсолютной пластичности. Его практически идеально гладкая и горизонтальная подошва часто воспринимается как поверхность нижней коры. Однако субгоризонтальные волноводы, секущие геологическую структуру (Сурков и др., 1987), имеют реологическое, а не литологическое объяснение. Поэтому однослойные модели континентальной коры, в которых гранитно-метаморфический слой с вертикально-слоистой структурой лишь изменяет физические параметры с глубиной, в том числе с их неизбежной осцилляцией, приобретают все больше сторонников (Шустова, 1997). Впечатляющими фактами являются и осцилляции скорости в атмосфере и гидросфере, где волноводы возникают в вещественно однородной среде, и лабораторные измерения физических свойств пород при давлениях и температурах, соответствующих глубинным условиям, где также нельзя избавиться от осцилляций (Сурков, 1987). Исходя из этого, следует заключить, что с глубиной вертикальная расслоенность среды, обеспеченная геоструктурами, имеющими глубоко уходящие в мантию корни, постепенно сменяется горизонтальной расслоенностью, которая и определяет возможность изостатической компенсации и потерю латеральных различий геоструктур к низам тектоносферы.

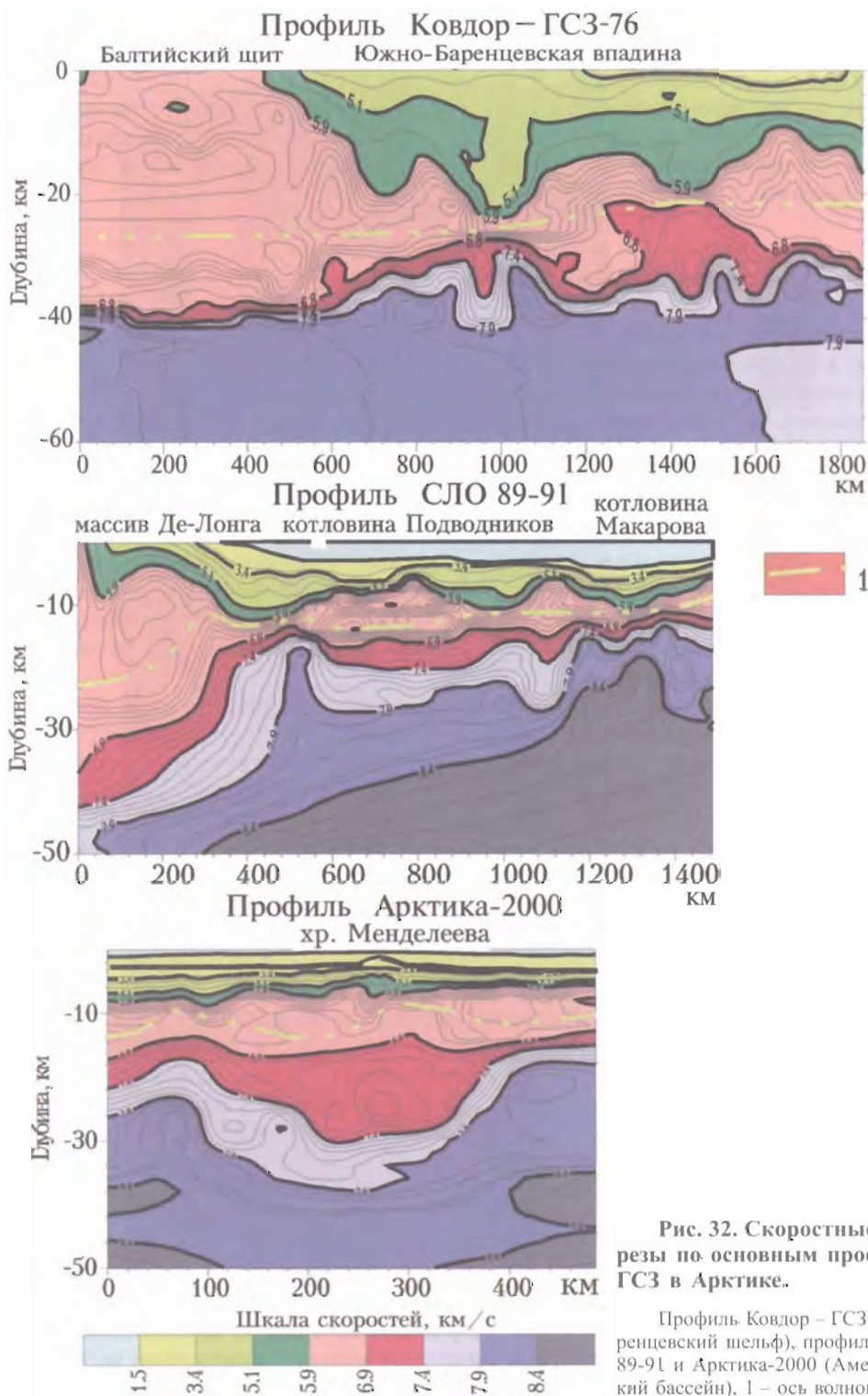
Скоростные разрезы

На рис. 32 приведены три основных створа профилей ГСЗ Арктики: «Ковдор – ГСЗ-76» (Балтийский щит – Баренцевский шельф); профиль ГСЗ «СЛО 89-91» (шельф Восточно-Сибирского моря в районе массива Де-Лонга – котловины Подводников-1 и -2 и Макарова до выхода в район Северного полюса); профиль ГСЗ «Арктика-2000» (пересечение хр. Менделеева). Выделенные на них скоростные слои и их границы отвечают концепции предыдущего раздела.

Бросается в глаза в целом зеркальность поверхностей верхней коры и мантии, что указывает на существенную компенсированность коры, возможную лишь при наличии в ней и в верхах мантии пластичных слоев (волноводов) и невозможную в жесткой литосфере. Ослабленными зонами, представленными прогибами, кора расчленяется на ряд обособленных блоков. Прогибами отделяются на профиле ГСЗ «СЛО 89-91» массивы Де-Лонга, котловин Подводников-1 и Подводников-2 и Макарова; на профиле ГСЗ «Арктика-2000» – поднятие Менделеева, на профиле ГСЗ «Ковдор – ГСЗ-76» – Балтийский щит и Баренцевский шельф, а также отдельные блоки шельфа.

Механизм такого деления блоков очевиден и в настоящее время уже не требует особого обоснования. В зоне раскола коры на блоки резко падает давление, что инициирует изостатический подъем мантии и осадконакопление. Обычны здесь и магматические инъекции. Между тем сокращение мощности коры от блока к блоку не связано напрямую с дизъюнктивной тектоникой и требует иного объяснения.

На разрезах выделены три структурных этажа осадочного чехла с границами 3,4 км/с (подошва верхнего этажа), 5,1 км/с (подошва среднего этажа), 5,9 км/с (подошва нижнего этажа). Детальные исследования, выполненные на профиле «СЛО 89-91», показали, что поверхность нижнего этажа соответствует поверхности акустического фундамента МОВ. Выше него по всей Арктике определения скоростей не дают значений более 5,0–5,1 км/с. Высокоскоростные отложения по всей Атлантике не встречаются в синпострифтовых комплексах и должны быть отнесены к древним дорифтовым комплексам.



**Рис. 32. Скоростные раз-
резы по основным профилям
ГСЗ в Арктике.**

Профиль Ковдор – ГСЗ-76 (Ба-
ренцевский шельф), профили СЛО
89-91 и Арктика-2000 (Амеразийс-
кий бассейн), 1 – ось волновода.

На профилях Американо-Бразильского бассейна («СЛО 89-91», «СЛО 92», «Арктика-2000») слой стандартной мантии подстилается уплотненной высокоскоростной мантией со скоростью свыше 8,4 км/с. В аналогичном слое на Анголо-Бразильском геотраверсе, во внутренних морях, в океанических желобах скорость поднимается до 8,8 км/с (Зверев, 1999), поэтому сам факт уплотнения мантии в геоструктурах, перекрытых мощным водным слоем, уже во многих случаях установлен и изостатически объясним.

Латеральная изменчивость скоростной структуры

Большинство пассивных континентальных окраин, окружающих акватории Атлантики и Индийского океана, имеет ширину 50–200 км (Богданов, Хаин, 2002). На этом протяжении, по данным многочисленных глубинных сейсмических исследований, мощность коры сокращается от 35–40 до 10–15 км (Sheridan et al., 1993; Holbrook et al., 1994; Talwani, Abreu, 2000 и др.). Таким образом, окраины в первом приближении представлены клином континентальной коры, на котором отношение длины к сокращению мощности коры колеблется от 2 до 5. В такой структуре главные эффекты в волновом поле определяются резким подъемом мантии и погружением поверхности фундамента и коры в сторону океана. На фоне этого затушевываются или получают неоднозначную интерпретацию более тонкие эффекты, связанные со структурой коры. Поэтому на большинстве сечений неширокой континентальной окраины граница верхней и нижней коры не прослежена и приводится по данным плотностного моделирования.

В Арктике подводные продолжения континентов резко расширяются: только их шельфовые части, ограниченные берегом и бровкой, достигают ширины 1000 км. При большой ширине континентального клина, аппроксимирующего кору континентальных окраин, его структура осложняется системой ступеней, где градиент сокращения мощности коры мал, и уступов, где он значительно выше среднего. Ступени континентального склона принято называть внешним шельфом или аваншельфом (Хаин, Ломизе, 1995).

В Арктике к таким ступеням можно отнести Норвежское и Чукотское плато, плато Ермак, Моррис-Джесупа, поднятия Ломоносова, Альфа, Менделеева. Выделяемую на более низком гипсометрическом уровне котловину Макарова можно отнести к континентальному подножию.

С целью прослеживания закономерностей изменения скоростей структуры разреза при последовательном переходе от одной к другой ступени континентальной окраины удобно выполнить монтаж сечения континент – океан, используя реальные протяженные фрагменты разрезов ГСЗ, характеризующие отдельные ступени.

В качестве фрагментов ступеней использованы следующие участки профилей ГСЗ: 1) кратон. Профиль ГСЗ «Ковдор», пк 150–350; 2) шельф 1. Профиль ГСЗ «СЛО 89-91», пк 0–270; 3) шельф 2. Профиль ГСЗ «СЛО 89-91», пк 270–320; 4) аваншельф 1. Профиль ГСЗ «Арктика-2000», пк 210–375; 5) аваншельф 2. Профиль ГСЗ «СЛО 89-92», пк 600–820; 6) подножие. Профиль ГСЗ «СЛО 89-91», пк 1120–1310.

Каждая ступень нормировкой оси абсцисс приведена к одной ширине (рис. 33). Если взять средние для каждой ступени значения глубин границ скоростных слоев и представить каждую ступень в виде скоростной колонки, то последовательность этих колонок при равном шаге между ними даст модель, приведенную на рис. 34, где модель дополнена колонками орогена (0) и подводного окончания континента (7).

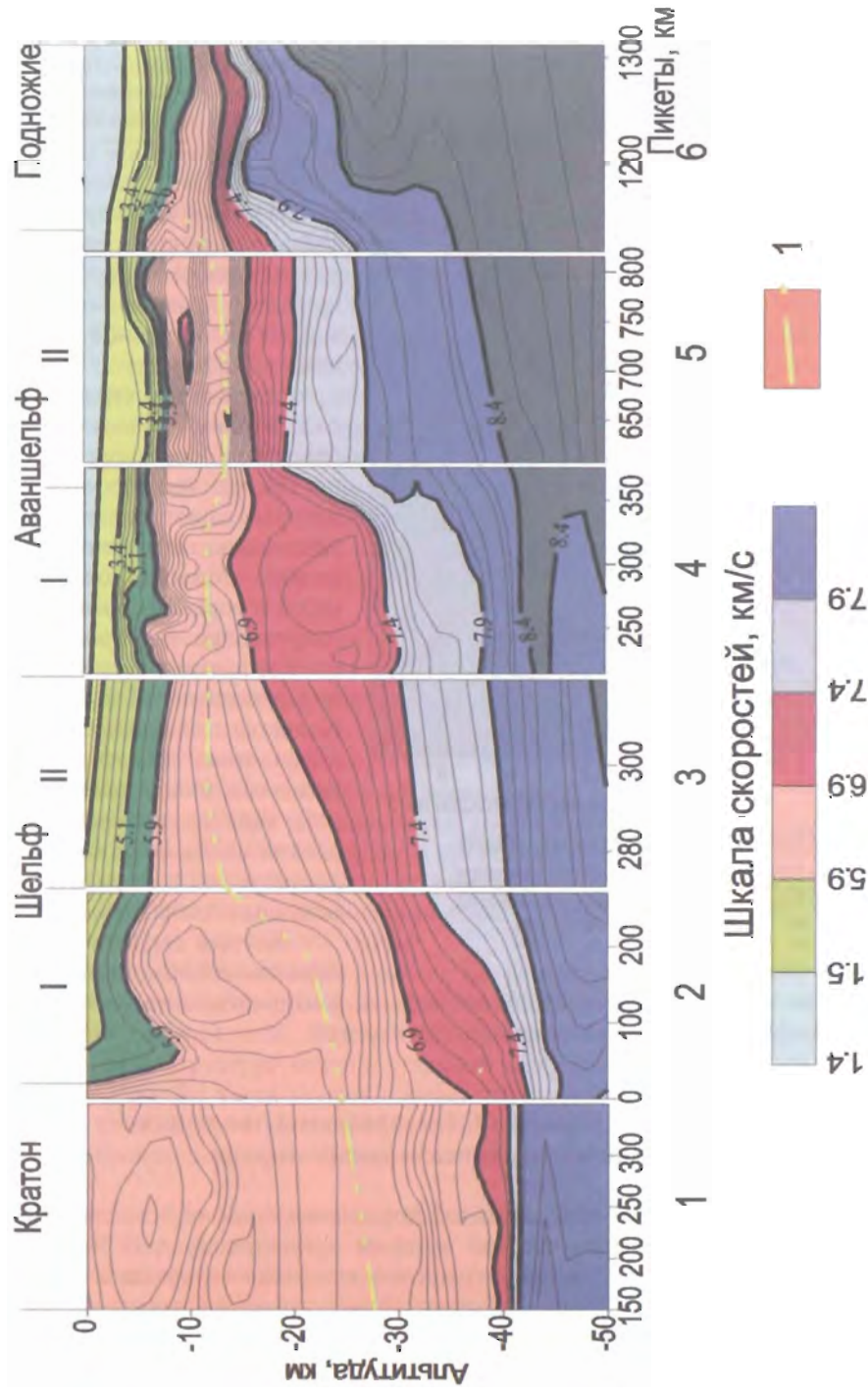


Рис. 33. Монтаж сечения континент – океан пассивной континентальной окраины Арктики.

1 – ось волнового.

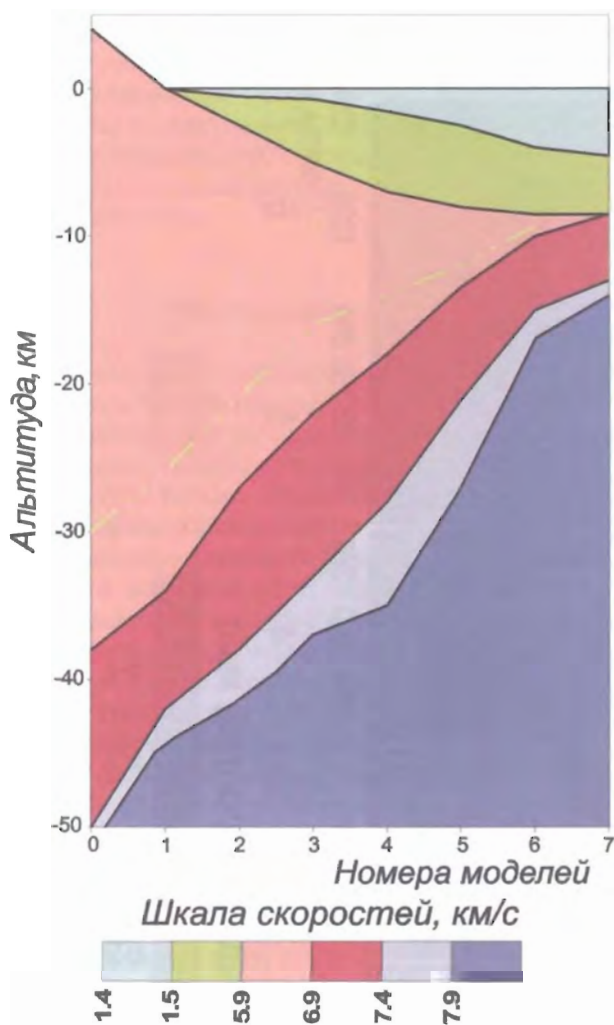


Рис. 34. Модель скоростного сечения континент – океан пассивной континентальной окраины.

Номера моделей 1–6 соответствуют рис. 33, модель 0 отвечает орогену, модель 7 – подводной границе континента.

В результате получается глобальное скоростное сечение коры континента от водораздельного хребта до границы с океанической корой пассивной континентальной окраины.

Определяют структуру континентальной коры непрерывное падение ее поверхности и поверхностей фундамента от водораздельных хребтов к подводному окончанию континента и более резкий подъем поверхностей нижней коры и мантии в том же направлении. Верхняя кора полностью выклинивается на границе с океанической корой, что согласуется с общепринятыми геологическими и геофизическими моделями, принимающими верхнюю кору (гранитно-метаморфический слой) за необходимую и достаточную компоненту континентальной коры.

Каждая ступень пассивной окраины отличается по скоростной структуре в соответствии с ее положением на континентальном клине. При сокращении ширины ступени она вырождается в уступ.

Скоростные модели ГСЗ и проблемы эволюции пассивных континентальных окраин

Скоростная структура континентальной коры наилучшим образом вписывается в модель Арктической геодинамической системы, предложенную Ю. Е. Погребичким (1976). Геодинамическая система ограничена главными водораздельными хребтами, от которых к центральным глубоководным депрессиям направлен твердый сток осадков. Непрерывный наклон поверхности литосферы к океану и компенсационный подъем поверхности мантии свидетельствуют о том, что все геоконструкции континентов объединяются в геодинамическую систему с эндогенным течением вещества навстречу экзогенному. Кратоны играют преимущественно транзитную

роль для стока осадков и консолидированной верхней коры. На водоразделах встречный сток коры приводит к ее сжатию, на континентальных окраинах отток коры приводит к ее деструкции, завершающейся замещением или слиянием остаточной базитовой утоненной континентальной коры с аккреционной океанической с образованием утолщенной абиссальной коры. Течение мантии, как и осадков, направлено от водоразделов к континентальным окраинам, где ее подъем компенсирует отток континентальной коры.

Механизм течения вещества литосферы связан с наличием волноводных каналов, которые в условиях горизонтального давления (сжатия – растяжения) повышают пластичность, что обеспечивает возрастание неупругих деформаций, т. е. течение. Этот механизм должен работать, так как без него нечем объяснить изостатически компенсированную структуру постоянно меняющейся коры.

И. С. Грамберг (2002) приводит следующую глобальную закономерность. В наиболее древнем, Тихом, океане осадки незначительны по мощности и молодые, активная континентальная окраина в окружающем океане представлена одним уступом, не имеющим ступеней шельфа и подножия. В окружении Индийского и Атлантического океанов континентальная окраина шириной 50–200 км имеет незначительные ступени шельфа и подножия, а осадки синхронны океану. В Арктике континентальная окраина расширена до тысяч километров, имеет многочисленные ступени шельфа и аваншельфа, а осадки включают отложения, сформировавшиеся еще до возникновения Северного Ледовитого океана, являющегося самым молодым из океанов.

В этом просматривается определенная направленность эволюции, связанная с первичностью возникновения геодепрессий (геодинамической системы) с обширными континентальными окраинами, которые по мере оттока коры и синхронного роста водораздельных поднятий сокращаются, уступая место океану. На начальном этапе океанизация не связана со спредингом, что имеет место во всех внутренних морях, в центре которых нет верхней коры (что по определению не позволяет считать ее континентальной). Исчезновение аваншельфов может перейти к оформлению срединно-океанического хребта и преобразованию шельфов в молодые кратоны. Континентальная окраина примет вид, типичный для всей Атлантики.

Альтернативные модели эволюции плохо согласуются со скоростной структурой коры сечения континент – океан.

Модель тектоники плит базируется на расколе континентальной коры с глобально незначительными преобразованиями в окрестностях раскола на стадии континентального рифтогенеза. Дальнейший раскол литосферы и спрединг уже ничего не добавляют к структуре континентальной коры, пассивно входящей в литосферную плиту. Если бы такая модель соответствовала действительности, то наблюдался бы не клин, а срез континентальной коры на ее окончании, и континенты имели бы произвольную, совершенно не упорядоченную единой направленностью структуру.

Концепция базификации могла бы объяснить структуру только континентальных окраин, если бы они явно не были частью геодинамической системы. Однозначность концепции связана еще с тем, что на континентальных окраинах мантия совсем не разуплотнена (как было бы в случае смешения коры с мантией и образования коро-мантийной смеси), а уплотнена до уровня, превышающего стандарты.

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Как было показано ранее (Геологическое строение..., 1984), геологическое развитие арктических континентальных окраин подчинено геодинамической системе Северного Ледовитого океана. Последняя на поверхности Земли представлена ансамблем взаимосвязанных в своем развитии морфоструктур, образующих обширную Арктическую геодепрессию, контролирующую в Арктике общий наклон литосферы в сторону Северного полюса и соответственно область стока Северного Ледовитого океана.

По строению и геодинамическим режимам Арктическая геодепрессия делится на три субконцентрические зоны (от внешней границы к центру):

- пограничный орогенный пояс (водораздел), представленный цепью возрожденных горных хребтов (эпиplatformенных орогенов);

- наклоненная к океану материковая центриклиналь, несущая на себе седиментационные бассейны и разделяющие их поднятия (соответственно равнины и шельфовые моря и разделяющие их возвышенные плато, горные кряжи и их подводные продолжения, а также острова и архипелаги);

- океаническое ядро, представленное абиссальными котловинами и разделяющими их поднятиями.

Окраинные моря являются частью материковой центриклинали, уходящей под воду в связи с общим наклоном литосферной поверхности в Арктической геодепрессии. Геодинамический режим характеризуется здесь формированием глубоких седиментационных бассейнов и разделяющих их поднятий, которые на современном этапе развития представлены соответственно депрессиями, контролирующими акватории морей, и пограничными архипелагами.

Приведенные ранее данные о рельефе дна морей, новейших движениях, сейсмичности, смене геофизических характеристик и глубинном строении литосферы под морями свидетельствуют о разделении континентальной окраины России по геодинамике и строению на Западно- и Восточно-Арктический секторы с Лаптевоморской депрессией в качестве пограничной структуры. Согласно расположению очагов землетрясений и ориентировок напряжений в них, различия между секторами подчеркнуты прогрессирующим раздвижением Евразийской и Североамериканской плит, дивергентная граница между которыми проходит в Арктике по осевым рифтам Норвежско-Гренландского и Евразийского глубоководных бассейнов Северного Ледовитого океана и продолжается на юг в пределы шельфа моря Лаптевых (рис. 35). По расположению эпицентров землетрясений и напряжениям в очагах здесь можно предполагать начало раскола окраины континента с формированием тройных сочленений в районе современного горизонтального склона и на юге, в районе губы Буор-Хая.

Однако горизонтальные растяжения в Лаптевоморской депрессии не сопровождаются разрывом сплошности консолидированных слоев земной коры и формированием полноценных магноактивных рифтов. Напротив, сейсмоакустические профили свидетельствуют о том, что на неотектоническом этапе раздвиг ограничивается здесь образованием системы листритовых желобов, компенсированных осадконакоплением. Режим вялого рифтогенеза отвечает, вероятно, начальной (подготовительной) для этого района стадии раздвигания литосферных плит, когда земная кора, не теряя сплошности, расплзается с образованием утоненной шейки с листритовыми желобами над ней и мантийными выступами под ней. В целом эта стадия раздвигания может быть выделена как стадия корового будинажа, предшествующая разрыву сплош-

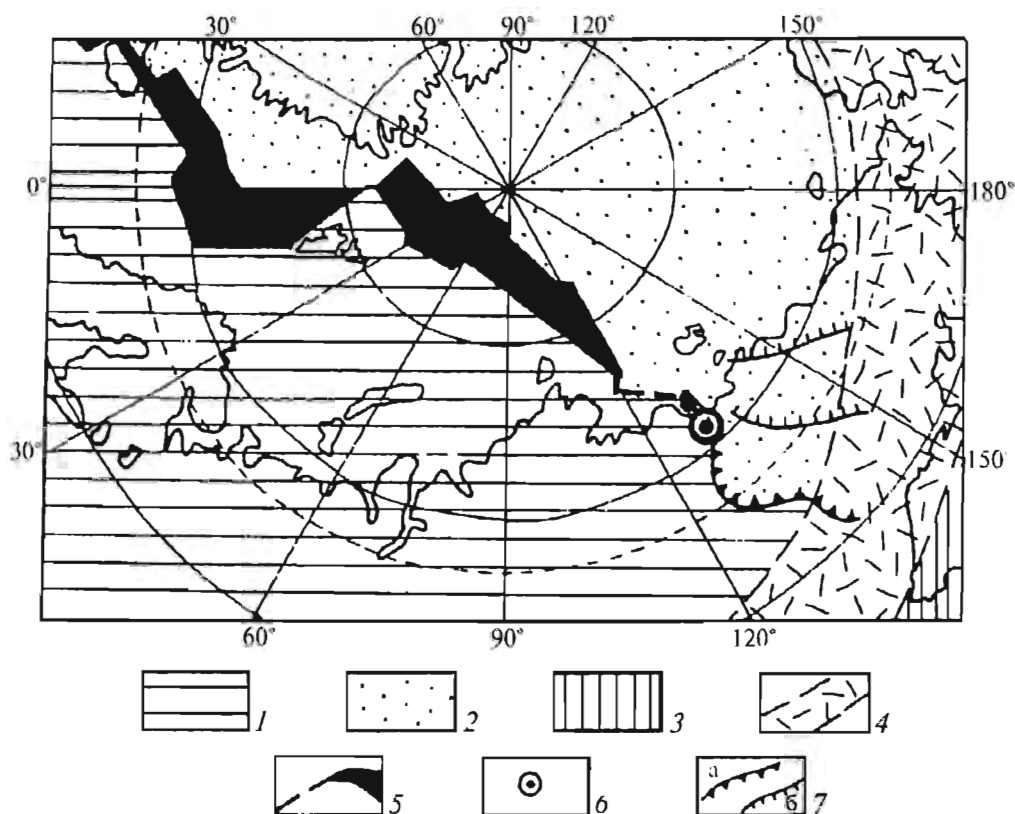


Рис. 35. Граница Евразийской и Северо-Американской литосферных плит в Арктике.

1 – Евразийская плита; 2 – Североамериканская плита; 3 – Тихоокеанский подвижный пояс; 4 – пограничный орогенный пояс; 5 – раздвиг литосферных плит за неоген-четвертичный период; 6 – полюс раскрытия; 7 – конвергентные швы (а – Верхоянский надвиг, б – Момская южная и Аннойско-Ляховская северная сuture).

ности консолидированных слоев коры и верхней мантии. Как будет показано далее, при описании фундамента седиментационных бассейнов крупноблоковый будинаж земной коры является весьма распространенной и типичной формой тектогенеза на континентальной окраине Северного Ледовитого океана не только на неотектоническом, но и на предшествовавших этапах ее формирования.

В целом Лаптевский седиментационный бассейн формируется в результате сочетания общего прогибания с наложенными рифтогенными процессами синокеанической переработки континентальной коры, прямо продолжающими проникновение межплитного дивергентного шва в глубь материка. С этих позиций Лаптевский седиментационный бассейн можно рассматривать в качестве особой структуры подвижного пояса сочленения океан – континент.

Западно-Арктический (Евразийский) сектор континентальной окраины России характеризуется тремя типами геодинамических обстановок, реализуемых в виде определенных форм тектогенеза (рис. 36).

1. *Подвижный пояс зоны сочленения материк – океан (шельф – абиссаль).* Морфоструктурно он представлен линейной флексурно-разломной зоной континен-

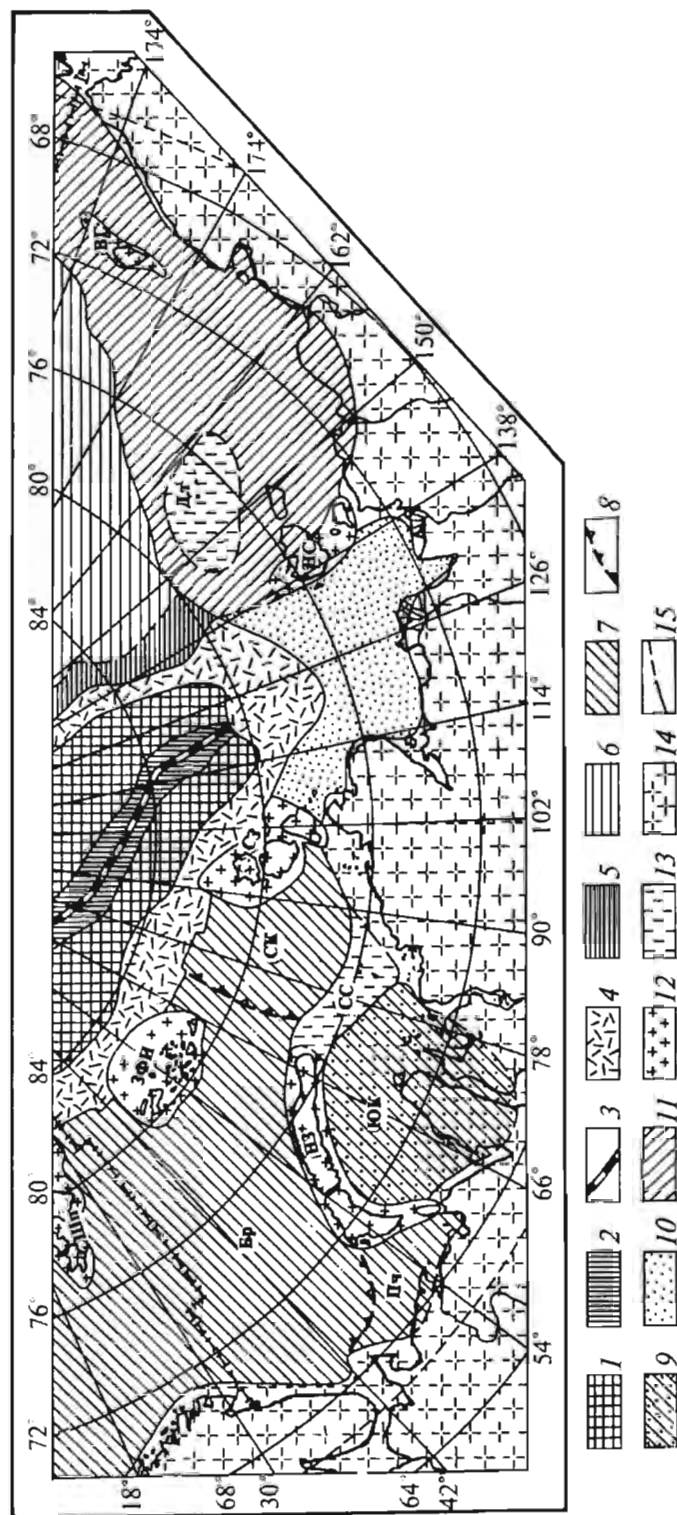


Рис. 36. Схема геодинамического районирования.

1-4 - Евразийский глубоководный бассейн СЛО (1 - абиссальные котловины - области спрединга и погружения, 2 - срединный хребет - зона возды-
мания и спрединга, 3 - осевой рифт - дивергентный шов, 4 - континентальный склон и подножие - эпиконтинентальный пояс флексуно-разломного обу-
ривания); 5, 6 - Американо-европейский глубоководный бассейн СЛО (5 - останец эпиконтинентального оседания - хр. Ломоносова, 6 - область террасированного
многоступенчатого оседания эпиконтинентальных прогибов и подпоятий); 7-11 - седиментационные бассейны подводной континентальной окраины, обла-
сти эпиконтинентального прогибания (7 - Баренцево-Северокарский, 8 - условные границы суббассейнов Баренцево-Северокарского бассейна - суббассейны
Бр - Баренцевский, Пч - Печорский, СК - Северо-Карский, 9 - ЮК - Южно-Карский, 10 - Лаптевский, 11 - Восточносибирско-Чукотский); 12 - островные
поднятия (Шп - Шпицбергенское, НЗ - Новоземельское, СЗ - Североземельское, ЗФН - Земля Франца-Иосифа, НС - Новосибирское, ВГ - Врангелевско-
Геральдское); 13 - погруженные поднятия СС - Северо-Сибирский порог, ДЛ - Делонгское; 14 - области материковых гор и равнин - внутриконтиненталь-
ные поднятия и прогибы (нерасчлененные); 15 - условные границы геодинамических обстановок.

тального склона. Подробных сейсмоакустических данных о его внутренней структуре, обусловленной новейшими движениями, не имеется. Но согласно рассматриваемому глубинному строению этого пояса, его определяющей структурой является периокеанический прогиб, перекрытый проградационным клином миоцен-четвертичных отложений. В верхнем крыле флексуры наблюдается прерывистая цепь окраинно-шельфовых поднятий и разделяющих их наложенных желобов, а далее, в сторону континента, — мелких прогибов. Во всей системе пликативных и дизъюнктивных дислокаций данного пояса доминирует обстановка поперечного ему растяжения и активного проседания зоны контакта океанической и материковой коры. Континентальное крыло характеризуется развитием продольных нормальных и листрических сбросов. Наложенные желоба развиты главным образом по периферии шельфа и опирают подвижный пояс зоны сочленения материк — океан. Эти желоба (Франц-Виктория, Св. Анны, Воронина, Старокадомского, Малотаймырский), как правило, отчетливо выражены морфоструктурно. На неотектоническом этапе это типично листритовые желоба, свидетельствующие о наличии условий не только поперечного, но и продольного склону растяжения и соответствующего будинирования земной коры.

2. *Седиментационные бассейны.* На поверхности это обширные, определяющие акватории окраинных морей депрессии с устойчивым режимом проседания (койлогенезом). В них господствует обстановка вертикальных рекуррентных нисходящих движений в условиях ареальных растяжений от центра к бортам бассейнов. На неотектоническом этапе этот режим унаследован от предыдущих этапов. Относительно общей структуры Евразийской континентальной окраины седиментационные бассейны — это депоцентры I порядка. Их внутреннее строение характеризуется наличием относительно стабильных блоков — останцов оседания (Геологическое строение..., 1984), разобщенных зонами активного проседания с формированием листритовых желобов и впадин. По морфоструктурным признакам и внутреннему строению на Евразийской континентальной окраине в качестве депоцентров I порядка выделяются Баренцево-Северокарский и Южно-Карский. Внутри Баренцево-Северокарского бассейна по глубинному строению намечаются депоцентры II порядка: (суббассейны) Печорский, собственно Баренцевский и Северо-Карский. В отличие от него Южно-Карский бассейн по составу осадочных накоплений и структурным связям является в действительности депоцентром II порядка в составе Западно-Сибирского мегабассейна, но с точки зрения нефтегазоносности традиционно выделяется в качестве самостоятельного подразделения.

3. *Линейные орогенные поднятия.* Морфологически это горные хребты, кряжи и островные поднятия, ограничивающие седиментационные бассейны. Относительно обширных областей проседания и растяжения это сравнительно узкие зоны сжатия и аркогенеза (сводового орогенеза). Им, так же как и бассейнам, свойственно рекуррентное развитие. На палеотектоническом этапе здесь отмечаются процессы надвигания чешуй, сдвиги по склонам и землетрясения. В общем процессе окраинно-континентального седиментогенеза это источники терригенного материала.

Восточно-Арктический (Амеразийский) сектор арктической континентальной окраины России представляет собой пологую центриклиналь на периферии Амеразийского глубоководного бассейна. Постепенно сужаясь, она прослеживается от Новосибирских о-вов на западе за пределы российского сектора до устья р. Маккензи на востоке. Локальные структуры здесь расплывчаты и затушеваны аккумулятивными процессами. Как рельеф, так и редкие сейсмические профили показывают, что в ней нет хорошо индивидуализированных депрессий, контролирующих морские акватории и соответствующую структуру седиментогенеза. Скудные данные

о новейших дислокациях, тем не менее, позволяют утверждать, что структурообразование здесь в позднем кайнозое унаследовано от мел-палеогенового этапа и подчинено системе линейных прогибов, конформных Американо-Североамериканскому глубоководному бассейну Северного Ледовитого океана. По состоянию изученности этой части региона сейсмическими методами здесь сегодня могут быть выделены три типа геодинамических обстановок, занимающих три субконцентрические зоны по периферии Американо-Североамериканского глубоководного бассейна (рис. 36).

1. *Переходный пояс шельф – абиссаль*. Он представлен двумя подтипами:

– флексуно-разломные зоны на границе котловины Амур-Якутская и хр. Ломоносова, а также по периферии Канадской котловины (по морфоструктурным признакам он аналогичен флексуно-разломным зонам сочленения материк – океан в Евразийском бассейне);

– погружающаяся в Американо-Североамериканский глубоководный бассейн система аваншельфовых ступеней (террас), ограниченных зонами нормальных конседиментационных сбросов. В обоих случаях в этом поясе господствует режим проседания блоков земной коры и поперечного склону горизонтального растяжения.

2. *Седиментационные бассейны Новосибирско-Аляскинской центриклинали*. Здесь намечаются восточносибирская и чукотская группы малых депоцентров, условно граничащих по долине Восточной пр.-Колымы. Внутри центриклинали господствуют условия проседания и горизонтального растяжения, ориентированного вкрест простиранию центриклинали.

Как будет показано далее на примерах мезозойско-кайнозойских разрезов, на границах погребенных линейных прогибов местами формируются узкие горст-антиклинальные или приразломные клиновидные гребни, в которых локализуются условия локальных сжатий. Однако сохранение этих условий на неотектоническом этапе подтверждается лишь для Врангелевско-Геральдского поднятия. Вероятно, условия локальных сжатий возникают здесь во время активных проседаний днища прогибов при общем слабом растяжении в зоне Американо-Североамериканской центриклинали.

Особое место в системе структур Новосибирско-Аляскинской центриклинали занимает поднятие о-вов Де-Лонга. Морфоструктурно оно не обособлено и по рельефу дна входит в состав северного склона Новосибирской возвышенности. Однако по геофизическим данным оно выделяется в виде погребенного под донными осадками обширного брахисвода (около 450 км). В нем имеются мелкие скалистые острова с выходами палеозойских и меловых пород в платформенном залегании. К узкому грабенообразному желобу на южной границе свода приурочен неогеновый вулкан щелочных базальтов (о. Жохова). Само поднятие и прилегающие районы шельфа асейсмичны. На неотектоническом этапе поднятие Де-Лонга является, по-видимому, останком оседания дна бассейна.

3. *Орогенные поднятия по южному обрамлению подводной части центриклинали*. В целом это периферийная относительно седиментационного бассейна зона сжатия, в которой на неотектоническом этапе происходит сводово-блоковое возрождение горных массивов. Обнаженные здесь складчатые комплексы мезозонд Северо-Востока России являются источником сноса терригенного материала, поступающего в депоцентры центриклинали и далее в глубоководную область Американо-Североамериканского бассейна.

Таким образом, если сравнивать по геодинамическим показателям Западно- и Восточно-Арктические шельфы, то первые характеризуются многоячейной активизацией тектоносферы с формированием семейства седиментационных бассейнов в качестве центров ячеек, тогда как вторые оказываются лишь фрагментом, транзитальным

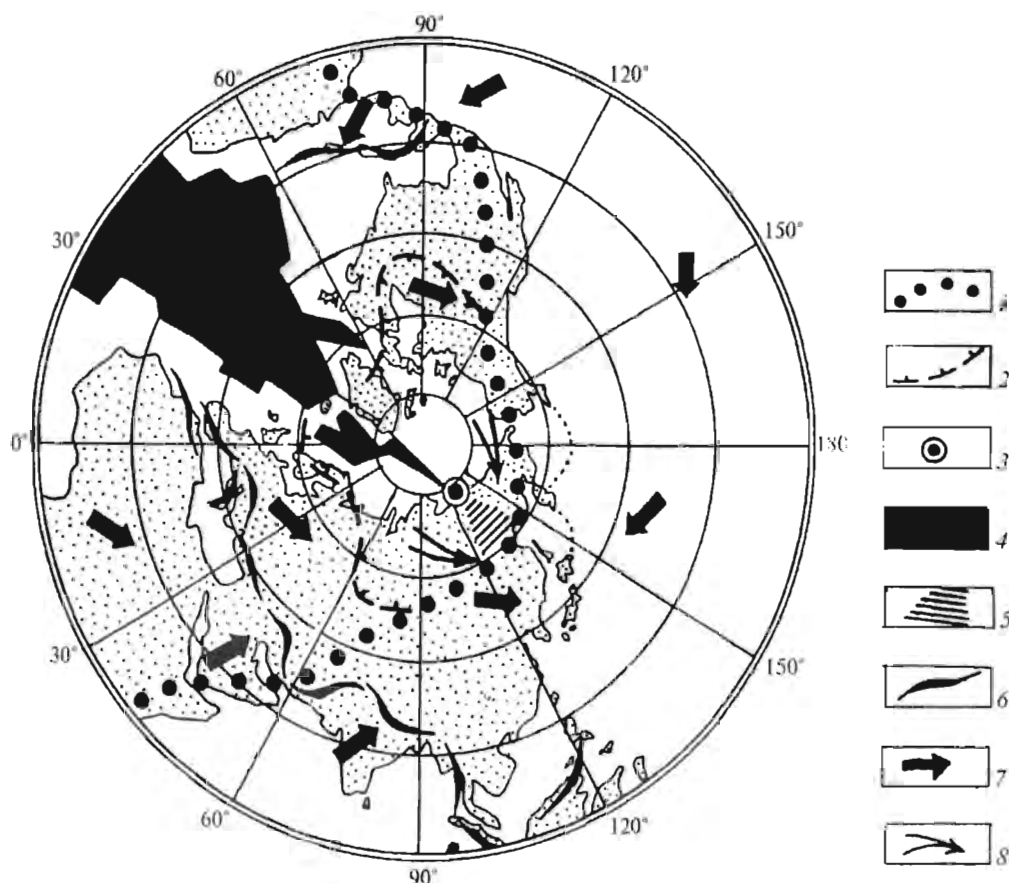


Рис. 37. Атлантический сегмент Земли в северном полушарии.

1 – пограничный орогенный пояс (континентальный сейсмический пояс); 2 – внутренняя граница арктической геопредепессии; 3 – Аркто-Атлантический полюс раскрытия; 4 – Аркто-Атлантический раздвиг (область спрединга); 5 – сектор сжатия (зона верхоянских надвигов); 6 – альпиды Тэтиса; 7 – направления движения литосферных плит в циркумполярной проекции по данным лазерных спутниковых наблюдений; 8 – предполагаемые направления сжатия при аркто-атлантическом раскрытии.

на краю крупной ячеи, центром которой является Амеразийский глубоководный бассейн Северного Ледовитого океана. Пограничный между западом и востоком Лаптевский седиментационный бассейн представляет собой сочетание признаков автономной ячеи, преобразованной в транзиталь, осложненную процессами вялого рифтогенеза, сопряженного с раскрытием Северного Ледовитого океана.

Наконец, необходимо подчеркнуть, что Арктическая геопредепессия является составной частью Атлантического сегмента Земли, его головной (Погребницкий, 1976, 1997) структурой (рис. 37). Если с геодинамических позиций Землю в целом принять за надпорядковую систему, то Атлантический сегмент представляет собой систему I порядка, Арктическая геопредепессия соответствует II порядку, а составляющие ее седиментационные бассейны (койлогенные ячеи) – III порядку.

Принадлежность к Атлантической геодинамической системе выражается в наличии четырех главных «атлантических» стадий раскрытия Северного Ледовитого океана и структурообразования на арктических континентальных окраинах: поздняя пермь – триас, юра – ранний мел, поздний мел – палеоген, неоген – ныне. Отличительной особенностью Арктической геодепрессии является затянувшийся доокеанический этап эпиконтинентального рифтогенеза (поздняя пермь – ранний мел) и укороченный синокеанический этап (палеоген – ныне). При этом поздний мел выступает в качестве второй эпиконтинентальной рифтогенной фазы, обозначившей края континентов, место дивергентного шва и будущего осесимметричного спрединга.

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ

БАРЕНЦЕВО-СЕВЕРОКАРСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ БАССЕЙН

По признаку единства осадочных накоплений верхнего мезозойско-кайнозойского бассейнового комплекса Баренцево-Северокарский бассейн (мегабассейн) охватывает акваторию Баренцева и Печорского морей, территорию Большеземельской тундры, а также северную часть Карского моря. Площадь бассейна более 2000 тыс. км². От еще более крупного Западно-Сибирского внутриматерикового седиментационного бассейна (включающего южную часть Карского моря) он отделен системой конседиментационных поднятий, образующих гигантскую сигмоиду: Полярный Урал, Пай-Хой, о. Вайгач – арх. Новая Земля, погребенный Северо-Сибирский порог с о-вами Известий ЦИК – Сев. Таймыр – арх. Северная Земля.

По принятому распределению территорий Российской Федерации по региональным томам в описание геологии и полезных ископаемых Баренцево-Северокарского бассейна включены акватории указанных морей и островные поднятия как внутривыбассейновые, так и пограничные.

ГЕОЛОГИЯ ОСТРОВНЫХ ПОДНЯТИЙ

С геологических позиций островные поднятия делятся на два типа: внутривыбассейновые и пограничные, определяющие борта бассейна.

Внутривыбассейновые острова представляют собой останцы оседания – в данном случае реликты предшествовавшего четвертичной трансгрессии общего воздымания Евразийской континентальной окраины. Они состоят из горизонтально лежащих нижнемеловых отложений, представляющих собой верхи бассейнового комплекса. В большинстве случаев они перекрыты прерывистым плащом четвертичных морских отложений (о-ва Колгуев, Визе, Ушакова, Уединения, Сергея Кирова). Их геология и отношение к нефтегазоносности учтены при характеристике и районировании бассейна в целом.

Пограничные островные поднятия, к которым относятся о. Вайгач, арх. Новая Земля, о-ва Известий ЦИК, арх. Северная Земля и Земля Франца Иосифа, являются орогенными поднятиями, питающими бассейн осадками. Их геологическое строение проливает свет на состав и историю развития глубинных горизонтов бассейнового комплекса и его основания. Кроме того, крупные острова арх. Новая Земля и Северная Земля сравнимы по размерам с горнорудными районами материковой суши. и их минерально-сырьевой потенциал необходимо учитывать при геолого-экономической оценке региона в целом.

Архипелаг Новая Земля и о. Вайгач

В тектоническом отношении описываемые острова принадлежат к раннекиммерийской Пайхойско-Новоземельской складчатой системе, расположенной на северной периферии Урало-Монгольского подвижного пояса (рис. 38).

Тектоническое районирование

На юге ранние киммериды Пай-Хоя и Новой Земли имеют торцовое сочленение с герцинидами Урала, их северное продолжение не вполне ясно. На западе складчатая система Новой Земли по краевому прогибу граничит с Баренцево-Северокарским седиментационным бассейном, а на востоке погружается под мезозойско-кайнозойские отложения Южно-Карского седиментационного бассейна.

Внутреннее строение островов определяется сочетанием линейных складчатых и разрывных структур, следующих вдоль цепи островов. Надпорядковой структурой для региона является Пайхойско-Новоземельский мегаантиклинорий, состоящий из двух антиклинорий – Южно- и Североноземельского, которые разобщены поперечным Кармакульским перегибом (седлом), а также из смежных с ними синклинорий Баренцевского на западе и Карского на востоке (рис. 39, 40). Структурами более мелкого порядка являются Пахтусовская и Литкенская антиклинали.

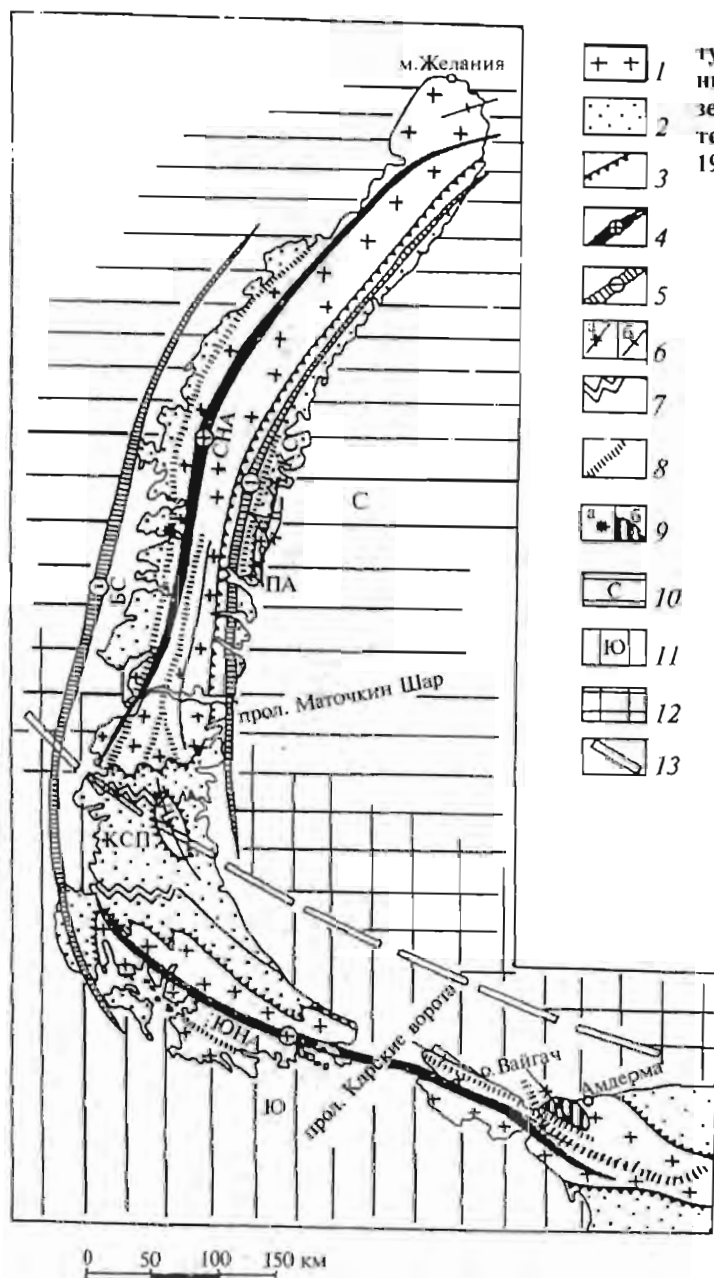
Строение антиклинорий юга и севера Новой Земли различно.

Южноновоземельский антиклинорий, прослеживающийся на 300 при ширине до 60 км, характеризуется сравнительно простой симметричной структурой, определяемой сочетанием прерывисто-линейных, линейных и брахиморфных складок. В его ядре обнажаются породы верхнего протерозоя, а на крыльях – ордовикско-каменноугольные отложения. Пермские толщи развиты спорадически в наиболее прогнутых частях и на крыльях структуры в зоне ее периклинального погружения. Крылья структуры в целом достаточно пологие, при этом на западе они подчас осложнены линейными складками более высоких порядков – чаще симметричными, но иногда и изоклинальными, опрокинутыми на запад. Восточные крылья обычно представляют собой крутые ($50-90^\circ$) моноклинали. Своеобразие Южноновоземельского антиклинория состоит в отсутствии сколько-нибудь значительных перемещений блоков: разломы имеют, как правило, субвертикальные плоскости падения сместителей и лишь иногда наблюдаются надвиговые микрочешуи.

Североноземельский антиклинорий имеет протяженность 500–600 при ширине 50–80 км. В целом рассматриваемая структура асимметрична, с относительно пологим широким восточным и узким западным крылом. Последнее срезано зоной субмеридионального Главного Новоземельского разлома и серией параллельных ему разрывов взбросо-надвигового типа с запрокидыванием толщ в западном и реже восточном направлениях. Антиклинорий имеет сложное блоковое строение, выраженное сочетанием зон интенсивного смятия пород (с образованием надвиговых чешуй) и зон спокойного залегания толщ, от рифея до карбона. Зоны дислокаций разной интенсивности образуют продольные блоки, ограниченные соскладчатыми разломами.

Эти особенности строения свойственны южной и средней части антиклинория, более северные районы покрыты ледниковым щитом и доступны наблюдению лишь вдоль береговой линии, а также на крайнем его севере, где рельеф становится более пологим. Здесь развиты крупные широкие антиклинали и синклинали простого строения (рис. 39).

Рис. 38. Схема структурно-тектонического районирования Пайхойско-Новоземельской складчатой системы – зоны (Тектоника..., 1992).



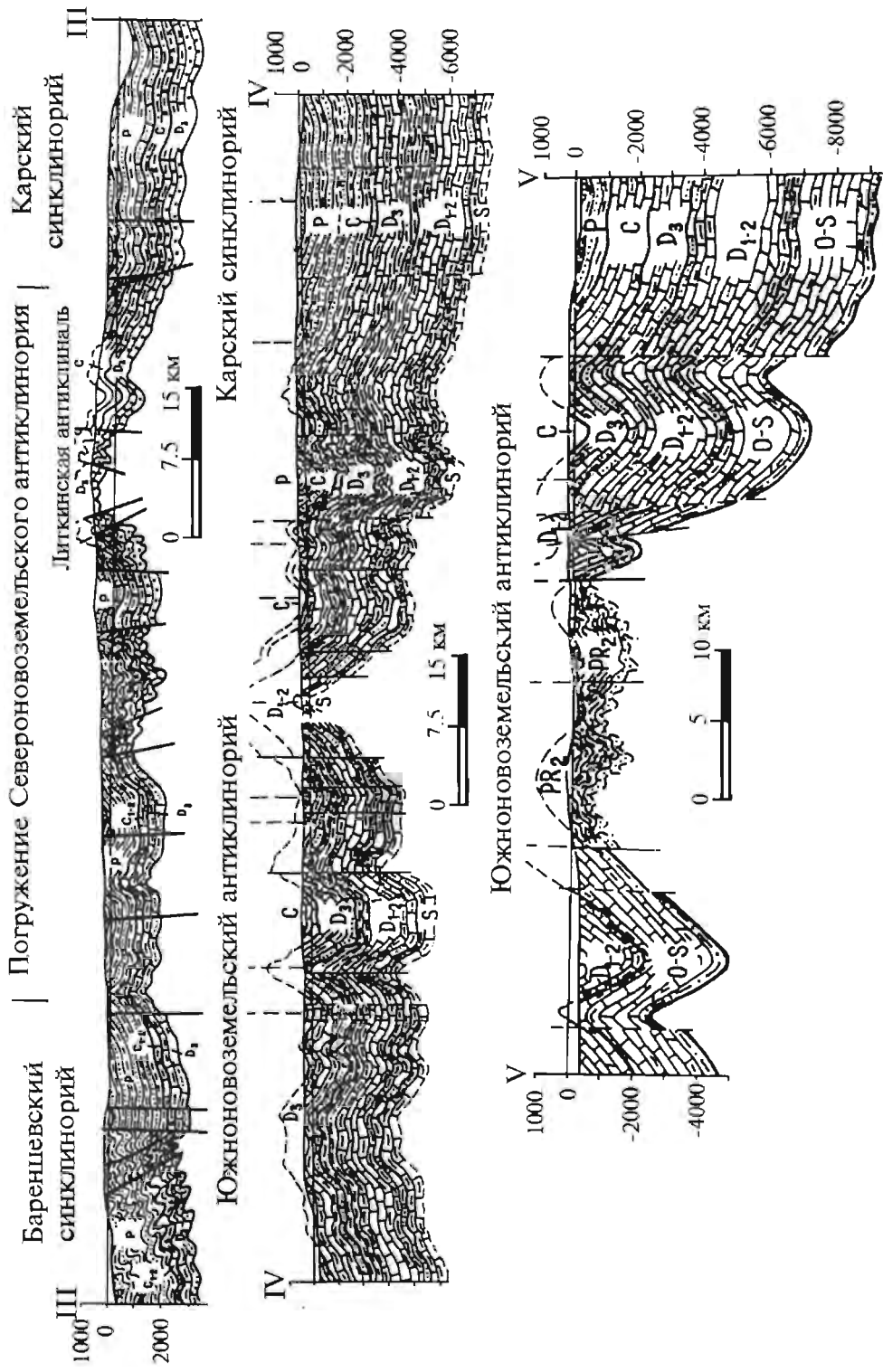


Рис. 40. Структурные профили по линиям III-III, IV-IV, V-V (Тектоника..., 1992). Положение профилей см. на рис. 39.

Синклинии сложены преимущественно породами верхнего палеозоя (перми) и иногда нижнего триаса, лишь в осложняющих их антиклиналях обнажаются толщи среднего палеозоя (верхнего силура, девона и карбона).

Баренцевский синклиний местами обнажен вдоль западного побережья. Он состоит из прерывисто-линейных, линейных и брахиморфных складок, граничит с соседним антиклинорием по зоне Главного Новоземельского разлома.

Карский синклиний расположен к востоку от Пайхойско-Новоземельского мегаантиклинория. Его граница на большей части Южного острова скрыта под водой, а в заливе Циволько на о. Северный, севере Пай-Хоя и о. Вайгач граница тектоническая – по системе взбросо-надвигов субмеридионального простирания.

Среди разрывных нарушений выделяются субмеридиональные складчатые и поперечные к ним северо-западные субширотные. Первые имеют взбросо-надвиговую природу с горизонтальными амплитудами до 2–10 км (Главный Новоземельский, Восточно-Новоземельский и Централно-Новоземельский разломы).

Северо-западные субширотные разрывы обычно смещают субмеридиональные. Вместе с тем их заложение частично более древнее, так как они конкордантны позднебайкальскому структурному плану на юге Новой Земли. Эти разломы имеют сбросо-сдвиговый характер, горизонтальные амплитуды смещения по ним составляют не более 1 км.

Земная кора Новой Земли по материалам региональных геофизических работ отвечает строению коры континентов (Баренцевская..., 1988). Граница Мохо прослеживается на глубине 28–33, Конрада – 20–22, а кровля «гранитного» слоя – 8–12 км от поверхности. Гравитационные и аномальные магнитные поля складчатой системы близки к таковым прилегающих акваторий. Характерны изометричная и слаболинейная формы магнитных аномалий при их незначительной контрастности, что резко отличает их от линейных аномалий полей контрастного типа, характерных для Урала. Это обусловлено различиями в строении и составе вещественных комплексов, слагающих эти регионы.

Осадочные комплексы

По характеру допалеозойского фундамента на арх. Новая Земля выделяются две крупные области: Южная и Северная. Сочленение этих областей предполагается в пределах Кармакульского перегиба на условном продолжении зоны Байдарацкого глубинного разлома (Пономарев, Романова, 1983).

Южная область имеет двучленное строение с нижним нижнерифейско-вендским мегакомплексом, складчатые формы которого созданы предордовикским тектогенезом и отделены от вышележащего ордовикско-нижнетриасового резким угловым и азимутальным несогласием. В Северной области единый верхнерифейско-нижнетриасовый мегакомплекс залегает предположительно непосредственно на досреднерифейском кристаллическом фундаменте, обнаженном в небольшом тектоническом блоке в губе Сев. Сульменевоу.

Мегакомплексы основания ранних киммерид. *Досреднерифейский кристаллический мегакомплекс фундамента* Северной области архипелага распространен на площади около 5 км² в тектоническом блоке в губе Сев. Сульменевоу на западе о. Северный (Докембрийские образования..., 1984). Выделяются две метаморфические формации – мраморов и кристаллических сланцев с амфиболитами, которые пронизаны многочисленными инъекциями пегматоидного материала. Мощность отложений

оценивается более чем в 1100 м. Породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Предполагается, что большая часть метаморфитов представляет собой парапоры при небольшой роли ортопоры (амфиболиты). Возраст образований устанавливается косвенно по геологическим данным и изотопным датировкам — 1550±80 и 1490±100 млн лет U-Pb-методом по микронавескам циркона как досреднерифейский (А. П. Чухонин, ВСЕГЕИ).

Верхнерифейско-вендский мегакомплекс основания ранних киммерид Южной области обнажается в ядре Южновоземельского антиклинория на юге архипелага и отделен от вышележащих отложений резким азимутальным и угловым несогласием (Тектоника..., 1992). Он представлен группой песчано-сланцевых флишоидных и аспидных глубоководных и относительно глубоководных формаций суммарной мощностью более 2000 м. Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев и частично филлитовой. Характерны ритмичное строение, плохая сортировка и граувакковый состав обломочного материала, текстуры взмучивания и перемешивания осадка, градационная слоистость. Аспидная (глинистая) формация интенсивно пиритизирована. В верхах разреза отмечается общее увеличение кремнистости и карбонатности пород, их более светлая окраска и горизонтальная слоистость. Накопление данного комплекса происходило, вероятно, в условиях склона, а также подножия и выровненного дна трогового бассейна средних глубин.

Мегакомплекс ранних киммерид. Возрастной объем этого мегакомплекса — от ордовика до раннего триаса на юге архипелага и от позднего рифея до перми — раннего триаса в Северной области. Он занимает более 90 % площади арх. Новая Земля.

В составе мегакомплекса выделяются следующие комплексы, фиксирующие определенные этапы развития всего архипелага и его отдельных частей (структурно-формационных зон):

- верхнерифейско-силурийский (на крайнем севере) существенно терригенный (песчано-сланцевый);

- кембрийско-силурийский (в центральных районах) существенно терригенный, не выдержанный по составу в разрезе и по латерали;

- ордовикско-каменноугольный (на юге — юго-западе — западе) и ордовикско-нижнедевонский (на востоке — юго-востоке) карбонатный шельфовый;

- нижнедевонско-пермский (на крайнем северо-востоке) карбонатно-терригенный шельфовый;

- среднедевонско-пермский (на востоке — юго-востоке) и каменноугольно-пермский (на юге — юго-западе — западе) карбонатно-кремнисто-глинистый;

- верхнепермско-нижнетриасовый (большая часть архипелага, за исключением его крайнего севера) терригенный.

Верхнерифейско-силурийский существенно терригенный комплекс ранних киммерид развит на крайнем севере архипелага. Отложения кембрия — силура образуют с верхнепротерозойскими единый песчано-сланцевый комплекс с резко подчиненной ролью карбонатных пород. Начиная со среднего ордовика в разрезе наблюдается грубая ритмичность — чередование пачек песчаного и алевито-глинистого состава. Палеозойская часть комплекса охарактеризована гранитолидами, реже трилобитами и остракодами. В целом характерны ритмичное строение, плохая сортированность материала, наличие текстур взмучивания и перемешивания осадка, градационный тип слоистости. Суммарная мощность комплекса составляет более 7–10 км.

Выделяемые в составе комплекса формации образуют две группы: аспидных и флишоидных относительно глубоководных, реже глубоководных (R_3-O_2) и флишо-

идных относительно глубоководных, ассоциирующих с молассоидными (O_3-S). Их накопление происходило скорее всего в узком трое рифтогенного (авлакогенного) типа с довольно крутыми склонами (о чем свидетельствует развитие фаций склона и подножия) и выровненным рельефом дна с нарушенным режимом аэрации (аспидные формации). Верхняя формационная группа указывает на процессы заполнения и постепенного отмирания прогиба.

Кембрийско-силурийский существенно терригенный комплекс центральных районов Новой Земли характеризуется латеральным и вертикальным сочетанием грубообломочных (песчано-конгломератовых) и алевроито-глинистых формаций, замещающих друг друга, при резко подчиненной роли карбонатных отложений, наиболее значительно развитых на восточном побережье о. Северный в силурийских слоях Пахтусовской антиклинали. Кембрийские отложения содержат остатки трилобитов и реже брахиопод, а ордовикские и силурийские – брахиопод, остракод и кораллов.

Разрезам западного побережья свойственны наиболее грубый состав осадков и выпадение кое-где из разреза слоев кембрия и большей части ордовика (так, в районе губы Митюшиха на позднепротерозойских гранитах с аркозовым контактом залегают конгломераты верхов ордовика – силура).

Для разрезов с полным объемом кембрия и силура характерны повышенные мощности, более тонкий состав и более широкое развитие карбонатов на востоке при сокращенной мощности и более грубом составе толщ на западе.

В составе комплекса центральных районов присутствуют формации двух групп: аспидных глубоководных (средний и, возможно, нижний кембрий) и терригенных молассоидных прибрежно-морских и мелководных (средний кембрий – силура).

Наконец, на востоке, в районе Пахтусовской антиклинали, развиты мелководные шельфовые терригенно-карбонатные формации верхнего силура и низов девона, близкие к таковым на юге архипелага.

Состав формаций центральных районов Новой Земли, их пестрота и невыдержанность по латерали свидетельствуют, с одной стороны, о существовании к западу от архипелага полосы поднятий, поставивших грубообломочный материал, а с другой – о том, что на удалении от них и в периоды размыва этих поднятий отлагались тонкие бассейновые осадки, близкие к таковым в более северных районах.

Ордовикско-каменноугольный (ордовикско-нижнедевонский) существенно карбонатный комплекс юга Новой Земли залегает на подстилающем его верхнепротерозойском с резким угловым и азимутальным несогласием. Он включает в себя группу мелководных формаций, объединяющих карбонатно-терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные формации суммарной мощностью до 6–8 км. Смена этого комплекса вышележащим более глубоководным карбонатно-кремнисто-глинистым имеет скользящую возрастную границу от конца раннего – среднего девона на юго-востоке – востоке до среднего – позднего карбона на юге – юго-западе – западе.

Для низов комплекса характерно чередование морских преимущественно карбонатных осадков с бентосной фауной и пестроцветных терригенных толщ с горизонтами седиментационных доломитов. Выше преобладают карбонатные формации (разнообразные известняки и реже седиментационные доломиты) с многочисленными органическими остатками, лишь кое-где сменяемые более глубоководными глинистыми известняками и алевролитами (фации «западин» внутренних частей шельфа). В нижнедевонских толщах практически повсеместно встречаются небольшие органогенные постройки (биогермы и биостромы), а в основании их разреза – грубообломочные осадки небольшой мощности, кое-где залегающие на подстилающих со слабым размывом. В среднем девоне (живете) известны фации барьерных рифов.

Более амплитудный, но также незначительный размыв наблюдается на большей части запада и юго-запада Новой Земли (Баренцевская структурно-формационная зона) в основании франа. К этому времени приурочена и вспышка базитового магматизма.

Нижнедевонско-пермский карбонатно-терригенный комплекс севера Новой Земли распространен лишь местами. В литолого-фациальном отношении он достаточно резко сменяет верхнепротерозойско-силурийский комплекс и представлен в своей нижней части преимущественно карбонатным, а в верхней – терригенно-карбонатным (нередко пестроцветным) составом. Комплексу свойственны многочисленные перерывы в возрастном интервале конец раннего девона – средний – поздний карбон, а также присутствие гипсов в низах карбона (там, где он не размыт). Суммарная мощность от 1200 до 2000 м, при этом минимальная мощность предельно мелководных и прибрежно-морских верхнепалеозойских толщ составляет не более 700 м, что в 4–5 раз меньше, чем в более южных районах. Это, а также их пестроцветность (нередко красноцветность), существенная роль псаммитовых разностей с карбонатным цементом, плохая сортировка обломочного материала, большое количество двустворок и другой органики, растительного детрита резко отличают рассматриваемые осадки от одновозрастных (верхнепалеозойских) аспидных и флишеидных формаций всех остальных районов архипелага.

Среднедевонско-пермский (и каменноугольно-пермский) карбонатно-кремнисто-глинистый комплекс, как правило, без видимого размыва сменяет в разрезе нижележащий карбонатный комплекс. Эта смена фиксирует качественно новый этап в развитии региона, ознаменованный появлением в среднем девоне двух структурно-формационных зон, в целом конкордантных современной конфигурации архипелага. Это шельфовая мелководная юго-западная – западная (Баренцевская) и более глубоководная восточная (Карская). К концу карбона – началу перми режим осадконакопления на всей территории Новой Земли (за исключением ее самой северной оконечности) выравнивается. Комплекс представлен преимущественно группой кремнисто-карбонатно-терригенных формаций суммарной мощностью от 2–2,3 до 0,4 км. Их накопление происходило в глубоководной обстановке, в условиях некомпенсированного седиментогенеза, повлекшего за собой недокомпенсацию и переуглубление осадочного бассейна рифтогенной природы. Вдоль его юго-западного фланга отлагались обвальные брекчии с глыбами мелководных шельфовых известняков. Судя по появлению кое-где в разрезе на восточном побережье Карского моря обломочного материала, привнесенного, вероятно, с востока, глубоководный бассейн был достаточно узким. Рифтогенез сопровождался интенсивным толеит-базальтовым магматизмом, начавшимся в самом конце среднего девона редкими выбросами пирокластики и достигшим максимума в раннем фране.

В более восточных районах (Карской зоне) в нижней части разреза достаточно широко развиты кремнистые породы (фтаниты), обычно отсутствует бентосная фауна, преобладают радиоларии, спикулы губок, конодонты.

Для отложений второй половины и конца карбона – ранней перми характерны карбонатно-кремнисто-глинистые осадки с горизонтами карбонатов марганца (родохрозита). Со среднего карбона глубоководная зона прогиба распространяется на прилегающий с запада – юго-запада шельф.

Верхнепермско-нижнетриасовый терригенный комплекс распространен на большей части архипелага, за исключением его северной оконечности, и залегает на подстилающем его комплексе согласно или с небольшим размывом. Возраст отложений устанавливается по фауне фораминифер, конодонтов и реже брахиопод. В верхней половине разреза имеет место многочисленная листовая флора, окаменелые

стволы деревьев и прослои углей. Верхнепермские толщи представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами (нередко переслаивающимися ритмично). В целом они образуют регрессивную серию осадков. Нижнетриасовые слои распространены локально (в четырех выходах вдоль западного побережья) и представлены пестроцветными псаммито-алевритовыми отложениями с незначительной примесью туфогенного материала и единичными остатками двустворок.

В генетическом отношении отложения комплекса отвечают группам терригенных флишoidных и частично мелководных молассoidных формаций. Их накопление происходило в условиях лавинной седиментации с развитием склоновых обвально-осыпных явлений, что привело к достаточно быстрому заполнению глубоководного прогиба осадками и смене глубоководных условий (D_2 – низы P_2) мелководными и затем прибрежно-морскими – лагунными. Вертикальный ряд формаций данного комплекса выглядит следующим образом: терригенная относительно глубоководная формация (700–2100 м) – терригенная мелководная (1100–2000 м) – пестроцветная терригенная прибрежно-морская (850–1150 м). Суммарная мощность комплекса до 5 км.

Таким образом, отложения складчатого мегакомплекса ранних киммерид свидетельствуют о существенной смене структурно-формационной зональности (и соответственно характера и условий осадконакопления) в среднем девоне. До этого времени (PR_2 –S, O–S) отчетливо обособляются три зоны, косесекущие современный структурный рисунок Новой Земли. Ранний девон был временем относительного выравнивания условий осадконакопления, после чего возникает новая структурно-формационная зональность, грубо конкордантная современной структуре архипелага. В возрастном отношении она охватывает временной интервал от среднего девона до среднего карбона и низов поздней перми, после чего на большей части Новой Земли (за исключением ее самых северных районов) режимы седиментации выравниваются.

Постраннетриасовый рыхлый чехольный комплекс Новой Земли. Обломки валунов с окаменелостями юрского и мелового возрастов встречаются кое-где вблизи береговой линии обычно на прибрежной равнине. Абсолютное большинство исследователей считает, что их появление здесь обязано процессам ледового разноса обломочного материала из других районов Арктики (Геологическое строение..., 1984).

Незначительно распространены на юге о. Южный неогеновые отложения. С этим временем ряд геологов связывает образование кор выветривания линейного типа и вмещаемых ими залежей окисленных марганцевых руд (Красножен, 1982), развившихся по первичным рудохроизитсодержащим прослоям раннепермского возраста.

Рыхлые отложения четвертичной системы, охарактеризованные спорово-пыльцевыми комплексами и комплексами фораминифер, широко распространены на прибрежных равнинах о. Южный и крайнего севера о. Северный архипелага. Согласно существующим местным стратиграфическим схемам здесь выделяются морские и озерно-болотные отложения среднего, среднего – верхнего, верхнего и современного звеньев, отвечающие определенным периодам оледенения и межледниковья. Суммарная мощность рыхлых отложений четвертичной системы оценивается в 50 м.

Интрузивные комплексы

Интрузивные образования распространены незначительно, занимая не более 5 % территории островов. Вместе с тем они являются достаточно четкими реперами главных тектонических событий. Площадное развитие имеют лишь базиты среднего –

позднего девона, остальные магматические комплексы распространены эпизодически, в основном вдоль западной и восточной береговых зон Новой Земли.

Выделяются следующие магматические комплексы: досреднерифейские (?) зеленокаменных базитов и ультрабазитов (якорнинский) и мигматит-плагиогранитовый (северосульменевский); поздне-рифейско-вендские габбро-долеритовый (русановский), лампрофировый (раховский) и гранит-алекситовый (митюшевский); средне-поздне-девонский базальт-долеритовый (костиншарский); раннемезозойский диорит-гранодиоритовый (черногорский), гранит-лейкогранитовый (сарычевский), лампрофировый (рогачевский); поздне-мезозойский (?) габбро-долеритовый (желанинский); кайнозойский базит-ультрабазитовых трубок взрыва (вершининский). Средний химический состав пород магматических комплексов Новой Земли приведен в табл. 4.

Досреднерифейский (?) (якорнинский) комплекс зеленокаменных базитов и ультрабазитов распространен исключительно вдоль западного побережья о. Северный в зоне Главного Новоземельского разлома, в губах Сев. Сульменевой и Митюшиха. Он представлен в различной степени измененными долеритами, амфиболитами, существенно амфиболовыми (актинолитовыми) породами и иногда серпентинитами. Обычно они образуют согласные либо кососекущие тела с «сорванными» (тектоническими) контактами мощностью менее 3 м при протяженности в десятки-сотни метров. В губе Сев. Сульменевой также известно субпластовое расслоенное тело протяженностью до 10 км и шириной выхода 700 м.

Возраст пород в губе Сев. Сульменевой, вероятно, близок к возрасту формирования вмещающих их кристаллических сланцев (т. е. около 1,5 млрд лет), а верхняя временная граница устанавливается по прорыванию их гранитоидами северосульменевского комплекса (около 1,3 млрд лет). Следует отметить, что среди образований, относимых к данному комплексу, могут присутствовать и динамотермально метаморфизованные магматиты более молодых комплексов. Принадлежность метабазитов и метаультрабазитов района губы Митюшиха к этому комплексу условна. Их верхний возрастной предел устанавливается по активным воздействиям на них гранитоидов с изотопным возрастом около 700 млн лет.

По химическому составу породы данного комплекса отвечают аподунитам (серпентиниты), метадолеритам и гибридным разностям сиенито-диоритового ряда, возникшим за счет воздействия гранитоидов на базиты. Формационная типизация пород весьма затруднительна. По присутствию в губе Митюшиха аподунитовых (?) серпентинитов и расслоенности в одном из тел в губе Сев. Сульменевой они очень условно параллелизуются с дунит-пироксенит-габбровой формацией (ассоциацией). Возможно, что частично они являются производными габбро-долеритовой формации.

Досреднерифейский (?) мигматит-плагиогранитовый (северосульменевский) комплекс развит только в губе Сев. Сульменевой. Плагиограниты, мигматиты и пегматиты густо насыщают кристаллические породы, тяготея к верхней части разреза и образуя согласные жилы, а также тела самых причудливых очертаний. Мощность их колеблется от нескольких миллиметров до 4 м, а протяженность — от нескольких сантиметров до десятков метров. Pb-Pb-возраст из микроаналезов циркон (А. П. Чухонин, ВСЕГЕИ) составляет 1300 ± 90 , а Sm/Nd (В. Б. Беляцкий, ИГиГД) — 1280 ± 70 млн лет, т. е. близок к границе раннего и среднего рифея. Есть, правда, и более молодые датировки — 618 ± 18 и 598 ± 26 млн лет (U-Pb-метод по циркону, П. Вролийк, США) и 584 ± 27 млн лет (K-Ar-метод по мусковиту, И. А. Загзузина, ВСЕГЕИ).

Химический состав пород включает перенасыщенные (до 78 %) и насыщенные кремнеземом разности. Количество глинозема выше за счет мусковита, а сумма щелочей колеблется от 6 до 3,5 % при преобладании то калия, то натрия. Породы

Таблица 4

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ НОВОЙ ЗЕМЛИ

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	40,99	49,38	48,99	78,27	73,24	49,12	34,88	42,21	75,76	67,85
TiO ₂	0,02	1,31	0,57	0,03	0,14	1,78	4,17	3,25	0,19	0,37
Al ₂ O ₃	1,58	15,76	14,66	12,50	15,18	14,64	9,52	10,46	12,30	15,48
Fe ₂ O ₃	4,03	2,97	1,78	0,24	0,66	5,43	6,92	1,80	0,81	1,90
FeO	4,75	7,64	6,88	0,50	1,10	7,09	8,62	9,48	1,15	1,88
MnO	0,15	0,18	0,18	0,01	0,05	0,19	0,36	0,18	0,09	0,06
MgO	37,10	6,61	12,41	0,62	0,77	10,35	11,08	10,84	0,30	1,60
CaO		8,59	11,44	1,68	1,53	8,39	14,04	8,69	0,72	3,03
Na ₂ O	0,07	2,25	1,06	5,50	3,44	2,51	1,52	0,99	3,73	4,01
K ₂ O	0,03	1,75	1,38	0,63	3,78	0,41	0,68	0,57	4,95	3,82
P ₂ O ₅	0,03	0,22	0,08	сл.	0,10	0,17	1,55	0,83	—	—
п.п.п.	11,33	3,40	2,95	—	—	—	6,47	10,70	—	—
n	1	9	7	1	2	10	2	3	18	3

Продолжение табл. 4

Компо- ненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	50,85	48,15	42,54	59,92	67,78	70,77	76,02	70,32	37,23	51,78
TiO ₂	1,66	1,48	0,79	0,56	0,42	0,31	0,18	0,35	3,31	1,57
Al ₂ O ₃	14,53	16,07	8,84	16,85	15,46	14,49	12,12	17,86	11,73	15,34
Fe ₂ O ₃	2,68	2,82	4,60	1,87	0,79	0,73	1,41	0,79	1,69	1,76
FeO	9,84	9,21	9,06	4,18	2,89	2,09	1,13	2,07	6,28	10,19
MnO	0,21	0,20	0,19	0,16	0,07	0,07	0,08	0,02	0,12	0,21
MgO	7,27	8,76	27,14	3,98	1,40	0,92	0,36	0,48	4,99	6,88
CaO	9,39	9,79	5,62	5,22	2,78	2,02	0,81	1,95	15,84	9,48
Na ₂ O	2,95	3,02	0,35	4,37	4,03	3,73	3,18	2,22	1,49	2,24
K ₂ O	0,42	0,34	0,21	2,69	4,26	4,77	4,68	3,84	1,17	0,41
P ₂ O ₅	0,20	0,16	0,06	0,20	0,12	0,11	0,03	0,10	0,92	0,14
п.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—	15,44	—
n	40	53	22	15	4	4	11	1	18	9

наиболее близки к мигматит-плагиогранитовой формации и, по-видимому, фиксируют становление в регионе коры континентального типа.

Позднепротерозойский габбро-долеритовый (русановский) комплекс распространен только на крайнем юге в районе прол. Карские Ворота (п-ова Русанова, Питровый, о. Олений, гора Рейнеке) и тяготеет к расколам северо-западной ориентации.

Компоненты	21	22	23	24
SiO ₂	52,76	55,30	47,64	39,48
TiO ₂	2,42	0,37	0,25	0,33
Al ₂ O ₃	14,67	7,73	5,58	9,38
Fe ₂ O ₃	4,33	6,72	8,37	27,76
FeO	8,89	10,73	10,41	0,57
MnO	0,20	0,02	0,03	0,05
MgO	4,28	3,18	2,58	7,03
CaO	7,83	13,49	13,10	14,61
Na ₂ O	2,40	0,10	0,22	0,08
K ₂ O	1,61	1,84	0,94	0,10
P ₂ O ₅	0,19	0,52	0,88	0,60
п.п.п.	—	—	—	—
n	4	3	4	1

Примечание. Магматические комплексы — досреднерифейские (якорнинский — 1–3 и северосулъменевский — 4–5): 1 — серпентинит, 2 — метагабброиды, 3 — амфиболиты и гибридные амфиболититы, 4 — плагиогранит аляскитовый, 5 — мусковитовые лейкограниты, позднепротерозойские (русановский — 6, раховский — 7–8, митюшевский — 9–10): 6 — габбро-долериты, 7–8 — амфиболовые и оливиновые мончикиты; 9–10 — аляскитовые граниты и лейкограниты-гранодиориты; (средне-)позднедевонский (костиншарский — 11–13): 11 — базальты и габбро-долериты, 12 — оливиновые базальты и габбро-долериты, 13 — платноклазовые верлиты; ранне-мезозойские (черногорский — 14–16, сарычевский — 17–18, рогачевский — 19): 14 — диориты, кварцевые диориты, монцодиориты, 15 — гранодиориты, 16 — граниты, 17 — лейко- и аляскитовые граниты, 18 — граниты, 19 — карбонатизированные брекчии ультраосновного состава; поздне(?)мезозойский желанинский: 20–21 — габбро-долериты; позднекайнозойский вершининский: 22–24 — вулканические брекчии базит-ультрабазитового? состава.

Большая часть анализов выполнена в лаборатории НИИГА-ВНИИОкеангеология; аналитики Г. С. Данилова, Л. Г. Сырникова, Л. Г. Финашева, В. П. Тесанова и др.

ровки. Пластовые тела имеют мощность 1–30 м и протяженность до 3–6 км, а дайки соответственно 1–5 м и первые километры.

Возраст пород считался то позднепротерозойским, то раннепалеозойским. Последний базируется на K-Ar-датировках по амфиболу (от 408 до 445 млн лет). Однако все тела, достоверно относимые к данному комплексу, составляют только верхнепротерозойские отложения, и изотопные датировки, очевидно, отражают лишь их последующие изменения.

По петрографическим особенностям (наиболее характерная — наличие габброидов с кварц-полевошпатовым агрегатом и кварцем) и химическому составу породы очень близки к позднепротерозойским базитам Пай-Хоя (Юшкин и др., 1975). Выделяются насыщенные и не насыщенные кремнеземом, бедные щелочами разновидности. Состав первичного расплава был близок к толеитовому. В формационном отношении породы комплекса относятся к типичной габбро-долеритовой формации, указывая на локальные процессы растяжения континентальной коры пассивной континентальной окраины (или задугового бассейна) в один из позднейших этапов ее деструкции перед окончательным становлением коры континентального типа в Баренцево-Северокаракомском регионе.

Позднепротерозойский лампрофировый (раховский) комплекс, представленный дайками мощностью не более 1–3 м и протяженностью в первые сотни метров, пространственно тяготеет к полям развития вышеописанного габбро-долеритового комплекса. Среди лампрофиров обособляются гигантопорфировые оливиновые и мелкопорфировые оливиновые, а также слюдястые мончикиты, относящиеся к породам щелочно-габброидного ряда. Возраст их близок к возрасту пород русановского комплекса, вполне вероятна и их генетическая связь. Выделение описываемого комплекса в качестве самостоятельного основано на особенностях их минерального и химического состава.

Позднепротерозойский гранит-аляскитовый (митюшевский) комплекс представлен одноименным плутоном (около 50 км²), расположенным непосредственно в зоне Главного Новоземельского разлома в районе губы Митюшиха и сложенным в различной степени тектонизированными аляскистыми и лейкократовыми гранитами, а также резко подчиненными им гранодиоритами и плагиогранитами. По периферии массива породы часто гнейсированы и милонитизированы. Верхняя возрастная граница устанавливается по перекрытию гранитов конгломератами силура с гальками гранитоидов в базальных слоях. Изотопные датировки Pb-Pb- и U-Pb-методом дают значения соответственно 650±80 и 730±50 (А. П. Чухонин по микронавескам циркона, ВСЕГЕИ) и 587±7, 609±4, 717±4 млн лет (П. Вролийк, США).

В петрохимическом отношении большая часть гранитоидов характеризуется избытком кремнекислоты (75 %), дефицитом железа и магния и суммой щелочей около 9 % при преобладании калия. Отличительной чертой пород является их высокая глиноземистость ($al > 2-5$). Большая часть пород относится к А- и лишь частично – к S-типам. Предполагается, что первоначально формировались граниты S-типа (гранитовая формация), фиксировавшие орогенный (коллизийный) этап развития байкалид. В дальнейшем они подверглись тектонизации с сопутствующими ей процессами аляскизации и образованием гранитов А-типа. Недавно гранитоиды подобного длительного генезиса были описаны Л. В. Махлаевым (1995) на севере Урала.

Средне-позднедевонский базальт-долеритовый (костиншарский) комплекс представлен вулкано-плутонической ассоциацией, включающей магматиты разной глубинности и морфологии и принадлежащей к производным типичной толеит-базальтовой магмы, которой свойствен ярко выраженный натриевый ($Na_2O/K_2O > 5$) характер щелочности. Это единственный на архипелаге комплекс, имеющий площадное распространение. Многочисленные силлы габбро-долеритов и долеритов и иногда верлитов вмещаются обычно песчано-глинистыми толщами среднего девона и силура, а базальты и их туфы переслаиваются с фаунистически охарактеризованными осадочными породами раннефранского и (как исключение) среднедевонского возраста (незначительные единичные проявления пирокластики). Кое-где распространены сравнительно маломощные (первые метры) и непротяженные (первые сотни метров) дайки долеритов, а также некки.

По минералогическому и химическому составу среди базальтов обособляются два типа: базальтовый и оливин-базальтовый (с плагиоклазовыми верлитами).

Привлекая известные экспериментальные данные, можно заключить, что очаг толеит-базальтовой магмы находился на сравнительно небольших глубинах, а оливин-базальтовой (умереннощелочной) – на более значительных. В последнем имела место гравитационная кристаллизация с образованием оливинового кумулата (плагиоклазового верлита), затем остаточный расплав несколько обогатился щелочами и титаном (Тимофеева, 1987).

Анализ петрогеохимических данных показывает, что составляющие его магматиты несут черты базальтов, свойственные как океаническим, так и континентальным обстановкам. Их «океаничность» логично связывать с деструктивными процессами, приведшими на отдельных участках к утонению коры континентального типа, т. е. к рифтогенным процессам. Это был качественно новый, отличный от уральского, этап в развитии Пайхойско-Новоземельского региона, приведший к формированию новой структурно-формационной зональности, определившей дальнейшую историю этой области. Рифтогенные явления и базитовый магматизм в это время широко проявились и в других частях европейского Северо-Востока (Юшкин и др., 1972; Баренцевская..., 1988).

В формационном отношении производные толеитовой магмы отвечают базальт-долеритовой формации, а производные оливин-базальтовой не находят прямых аналогов по классификации ВСЕГЕИ (Магматические формации..., 1979) и, пожалуй, наиболее близки к трахибазальтовой формации. Вместе с тем отсутствие при натурных наблюдениях критериев для выделения автономных ареалов этих магматитов не позволяет рассматривать их уверенно в качестве самостоятельного комплекса.

Раннемезозойский диорит-гранодиоритовый (черногорский) комплекс распространен на о. Северный вдоль его восточного побережья в зоне Восточно-Новоземельского (Пахтусовского) разлома. Интрузивы представлены мелкими (не более 1–5 км²) телами штокообразной формы, а также дайками и локализируются в складчатых меридиональных разломах, прорывая отложения до пермских включительно.

Состав пород варьирует от диоритов и монцодиоритов до гранодиоритов – гранитов. В петрохимическом отношении он включает породы с содержанием кремнезема 56–60 и щелочей 7–8 % (первая фаза), а также с содержанием 67–71 и 8–8,5 % соответственно (вторая фаза). Характерно понижение кремнекислотности пород при увеличении их щелочности, т. е. некоторая «монцитонитовая» тенденция. В целом породы относятся к калиево-натриевому типу ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,8\text{--}1,7$), варьируя от умереннонатриевого и умереннокалиевого до натриевого подтипов. Им свойственна лантан-цериевая специализация, а их геохимические системы литофильные, достаточно однородные. Однако диориты первой фазы имеют сидерофильный уклон, что объясняется их частичным гибридным происхождением.

Раннемезозойский гранит-лейкогранитовый (сарычевский) комплекс распространен в зоне Главного Новоземельского разлома. Он представлен мелкими штоками и дайками, сложенными достаточно однообразными по минеральному и химическому составу лейкократовыми биотитовыми и аляскитовыми гранитами, которые обычно перенасыщены кремнекислотой (>73–75 %) и относятся к калиевому – умереннокалиевому подтипу калиево-натриевого типа гранитов весьма высокой глиноземистости. Их отличительной особенностью является высокий коэффициент апаитности.

На диаграмме Чаппела – Уайта описанные выше гранитоиды черногорского комплекса попадают преимущественно в поле гранитов I- S- и редко I-типов, а гранитоиды сарычевского комплекса – преимущественно в поле A-гранитов.

Возраст пород данных комплексов определяется по их активным контактам с палеозойскими толщами и по изотопным K-Ar- и Ar-Ar-датировкам (от 180–196 до 210–250 млн лет). В целом породы черногорского комплекса являются четкими реперами начальных и средних стадий, а гранитоиды сарычевского комплекса – поздних стадий позднекеммерийского орогенеза (наращивания коры континентального типа).

Лампрофировый (рогачевский) комплекс представлен несколькими дайками и неким в бассейне одноименной реки в центральной части о. Южный. Они очень сильно карбонатизированы, а по минеральному составу среди них обособляются авгитовые и баркевикитовые камптониты – вогезиты, кersантиты и минетты. Характерны обилие в дайках миндалинов и высокие содержания апатита в шлифах и протолочках (количество P_2O_5 в породах по данным химического анализа – до 1,7 %). Возраст магматитов условный; они прорывают отложения нижнего карбона. Некоторые геологи датируют время их внедрения концом карбона – началом перми. Подобные магматические образования обычно возникают, как правило, в посторогенную стадию развития складчатых областей, фиксируя локальные процессы деструкции зрелой и мощной континентальной коры.

Позднемезозойский (?) габбро-долеритовый (желанинский) комплекс, развитый на северной оконечности архипелага, представлен протяженными (до 32 км при

ширине выходов 5–20 м) дайками габбро-долеритов. По количественно-минеральному и химическому составу породы отвечают кварцевым габбро-долеритам и содержат кварц, кварц-полевошпатовый агрегат, а иногда и калиево-натриевый полевой шпат. Обособляются две группы пород, несколько различающиеся по кремнекислотности и щелочности (за счет калия). Возраст интрузий весьма условный и принят на основании их дискордантных взаимоотношений со складчатыми структурами, а также некоторого сходства с позднеюрско-раннемеловыми базитами более западных и северо-западных частей Баренцевского региона (Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена), появления которых связывают с предрифтовым этапом раскрытия глубоководной впадины Северного Ледовитого океана (Столбов, 1997). В формационном отношении породы являются типичными представителями габбро-долеритовой формации. Не исключено, что недавно описанные А. П. Каленичем и В. В. Жуковым (2002) преимущественно жильные магматиты севера Южного острова Новой Земли, трактуемые в качестве производных «субщелочной пикродолеритовой формации мезозойского возраста», также частично могут принадлежать к этому комплексу, частично же быть малыми телами и дайками «второго этапа», связанными с раннемезозойскими гранитоидами (их Ar-Ar -датировки $218 \pm 1,4$ и 255 ± 17 , П. Вролийк, США).

Кайнозойский (вершининский) комплекс развит на восточном побережье о. Северный и представлен реликтами трубок взрыва с поперечником до 10 м, располагающихся по периферии кольцевой структуры диаметром около 500 м среди девонских толщ. Эти тела сложены брекчиями с обломками вмещающих осадочных пород, базальтоидов, ксенолитов (?) и пироксенитов, которые сцементированы сильно карбонатизированной и оруденелой базит-ультрабазитовой магмой. Химический состав проанализированных образцов резко варьирует, характерны очень высокие содержания железа (нередки сидеронитовые структуры) и извести, дефицит алюминия, магния и титана при небольшой сумме щелочей и резком преобладании калия. Породы имеют очень свежий облик, характерно присутствие шлаков. K-Ar -возраст по валовому составу равен 1,6 млн лет (И. М. Васильева), а пироксена из ксенолитов (или сегрегаций?) – 600 млн лет (И. А. Загрузина, ВСЕГЕИ). Формационная типизация по имеющемуся материалу затруднительна. Проявления магматической деятельности этого возраста, вероятнее всего, связаны с новейшими движениями в Приноземельском прогибе.

Таким образом, проявления магматической деятельности на архипелаге отражают основные вехи его геологической истории и связаны с формированием его досреднерифейского, позднебайкальского складчатых оснований (соответственно северная и южная части арх. Новая Земля); заложением, развитием и последующим замыканием средне-позднепалеозойского рифтогенного прогиба (средне-позднедевонский базитовый и раннемезозойский преимущественно салический магматизм соответственно); с более молодыми позднемезозойскими (?) и кайнозойскими тектоническими событиями, способствовавшими заложению и развитию глубоководной впадины Евразийского бассейна.

История геологического развития

Имеющийся материал позволяет выделить в геологической истории архипелага три крупных этапа (мегаэтапа): 1) формирование досреднерифейского фундамента на севере арх. Новая Земля, 2) формирование доордовикского (позднебайкальского) складчатого основания на юге архипелага, 3) формирование и становление раннекимме-

рийской (палеозойско-раннемезозойской) складчатой структуры Пайхойско-Новоземельской системы.

В докембрийской структуре фундамента новоземельских ранних киммерид выделяются два разновозрастных блока: Южный и Северный – с условной границей между ними по северо-западному продолжению зоны Байдарацкого глубинного разлома. Становление Северного блока имело место в досреднерифейское время с верхней возрастной границей около 1,3 млрд лет, фиксируемой по времени формирования мигматит-плагиогранитового северосульменевского комплекса, когда в регионе, вероятно, окончательно была сформирована кора континентального типа.

Граувакковый состав, ритмичное строение, градационная слоистость, текстурные особенности и подчас плохая сортировка обломочного материала верхнепротерозойских толщ Южного блока свидетельствуют об их накоплении в условиях, близких к «многоэпиклиналим» (континентального склона или «задугового» бассейна). Судя по составу обломочной части псаммитов и минеральному составу тяжелой фракции протошток, область размыва в позднем протерозое была весьма гетерогенной. Вероятно, начальные стадии позднебайкальского орогенеза ознаменовались внедрением гранитоидов митюшевского комплекса (около 700 млн лет).

На северной оконечности Новой Земли прогиб авлакогенного типа (ассоциации флишеидных, аспидных и молассоидных формаций, характеризующихся ритмичным строением разных порядков, существенно кварцевым составом обломочного материала, некоторой известковистостью и присутствием конгломерато-брекчий оползневого генезиса), начавший формироваться в позднем протерозое, просуществовал до силура включительно. По-видимому, он выклинивался в южном направлении, так как в центральных районах архипелага в разрезах нижнего палеозоя – силура появляются мелководные карбонатные и обломочные осадки, ассоциирующие с относительно глубоководными отложениями. К западу от него в это время (и до начала девона включительно) существовали орогенные поднятия, сложенные, судя по составу поставляемого ими обломочного материала, кристаллическими толщами, зрелыми осадками и гранитоидными массивами. Их заложение логично связывать с отражением позднебайкальских движений более южных районов. Граница области аккумуляции и зоны поднятий проходила скорее всего по зоне Главного Новоземельского разлома. Рассматриваемый прогиб скорее всего имел асимметричный профиль: его западный борт был узким и крутым, а восточный – пологим и широким с постепенным переходом от относительно глубоководных отложений к мелководным (что наиболее уверенно устанавливается начиная с силура).

Южные районы архипелага в раннем палеозое – силуре имели резко отличное развитие по сравнению с более северными участками. После складкообразовательных процессов и перерыва в кембрии осадконакопление возобновилось здесь только в раннем и среднем ордовике. С этого времени и по силур включительно в условиях интенсивного, но слабодифференцированного по площади прогибания накопились мелководные карбонатные и терригенно-карбонатные осадки, которых от типично платформенных отличают прежде всего их значительные (до 3000 м) мощности. Близкие шельфовые карбонатные осадки накапливались на о. Вайгач, западе Пай-Хоя и Полярного Урала (так называемые слесские фации). Более глубоководные (нередко конденсированные) терригенные и карбонатно-кремнисто-терригенные толщи (аналоги «лемвинских» фаций западного склона севера Урала) на Пай-Хое с востока аллохтонно перекрывают разновозрастные карбонатные осадки.

Подобное существенно карбонатное шельфовое осадконакопление на юго-западе и западе арх. Новая Земля продолжалось вплоть до второй половины карбона (Ба-

ренцевская структурно-формационная зона), причем в раннем девоне такие условия седиментации доминировали практически (за исключением некоторых северо-западных районов) на всей территории.

Вслед за периодом выравнивания характера седиментогенеза в самом конце раннего – среднем девоне произошла резкая дифференциация палеобассейнов, усилившаяся затем в позднем девоне – карбоне, что привело к обособлению двух структурно-формационных зон. На востоке и в центральных районах архипелага формировался относительно глубоководный прогиб (Карская структурно-формационная зона) с накоплением карбонатно-кремнисто-глинистых осадков. На юго-западе и западе его ограничивала область мелководного преимущественно карбонатного осадконакопления – Баренцевская структурно-формационная зона, а на крайнем севере – северная подзона Баренцевской структурно-формационной зоны, возникшие на месте бывшего позднерифейско-силурийского авлакогенного прогиба. В конце среднего девона значительная часть архипелага испытала подъем, сопровождавшийся кое-где на юго-западе и западе выходом на дневную поверхность и некоторым размывом подстилающих толщ, а также последующим (самый конец живета – ранний фран) базитовым магматизмом с петрогеохимическими особенностями, близкими к толеитам современных океанических бассейнов и островов. Эти события синхронны процессам деструкции (рифтогенеза, тектоно-магматической активизации), широко проявленным на европейском Северо-Востоке (Тимано-Печорская область, Пай-Хой, о. Колгуев, акватория Баренцева моря).

Наиболее нестабильные тектонические обстановки в среднем девоне – раннем карбоне имели место на крайнем севере, что привело в конечном итоге к обособлению здесь самостоятельной Северной структурно-формационной зоны, где в среднем карбоне – перми сформировался комплекс мелководных, частично пестроцветных карбонатно-терригенных типично платформенных осадков небольшой мощности.

Таким образом, на протяжении среднего девона – большей части карбона на Новой Земле сосуществовали различные тектонические обстановки: рифтогенного (активизационного, миогеосинклинального) типа на востоке, близкий к платформенному (интракратонного прогибания) на западе и типично платформенный на крайнем севере Новой Земли. Проявление на севере архипелага слабых орогенических движений скорее всего свидетельствует о его структурных связях с более северо-восточными областями (арх. Северная Земля), где складкообразование имеет предсреднекаменноугольный возраст.

Со второй половины карбона до начала поздней перми почти на всей территории архипелага условия осадконакопления приобрели глубоководный характер и вся его площадь, исключая крайний север, стала отвечать единой структурно-формационной зоне. В наиболее глубоких ее частях отлагались тонкие кремнисто-глинистые илы и карбонаты марганца. На западе прогиб, вероятно, ограничивался полосой барьерных рифов, а на востоке – Карским поднятием, поставлявшим обломочный материал карбонатного и кварцевого состава.

Наконец, с поздней перми начинается заполнение этого прогиба обломочными продуктами, поступавшими в огромных количествах преимущественно с юга – с орогена, возникшего в результате закрытия Палеоуральского океана (Устрицкий, 1985). Интегральным результатом интенсивного роста поперечных и продольных поднятий явилось обособление трех структурно-формационных подзон, из которых средняя была наиболее глубоководной. Заполнение прогиба происходило в условиях слабой перекомпенсации (смены флишеидных толщ молассоидными), что привело в конце перми – начале триаса к исчезновению прогиба как морфологически

выраженной структуры и соответственно к прибрежно-морским и лагунным условиям седиментогенеза. В середине триаса прогиб завершил свое развитие, а на рубеже триаса и юры весь регион испытал складчатость и орогенез, сопровождавшиеся внедрением раннемезозойских гранитоидов возрастом 250–180 млн лет. Раннекайнозойский тектогенез привел к формированию современной складчатой структуры Новой Земли. Ранее обособившаяся Северная зона также была причленена к общей структуре. Ее большая «жесткость» отражена в относительно простых пликативных формах, тогда как другие части о. Северный дислоцированы гораздо более значительно, характеризуются широким развитием изоклинальных складок, осложненных соскладчатостями взбросами и надвигами. Складчатым структурам о. Южный свойственны, как показано выше, относительно простые симметричные пликативные формы.

Основные выводы по геологической истории Новой Земли сводятся к следующему:

- Пайхойско-Новоземельская складчатая система имеет гетерогенный фундамент – доордовикский складчатый на юге и досреднерифейский кристаллический на севере;

- с ордовика до раннего карбона южные и юго-западные районы архипелага развивались в режиме, близком к платформенному. На севере с позднего протерозоя по силур формировался глубоководный прогиб авлакогенного типа;

- в раннем девоне в целом произошло выравнивание условий седиментогенеза, что ознаменовалось накоплением мелководных карбонатных осадков, изобилующих органическими остатками. Со среднего девона по карбон установилась новая зональность, отразившая заложение и последующее развитие новообразованного рифтогенного прогиба с проявлением в раннем фране базитового магматизма и причинно связанная с закрытием Уральского палеоокеанического бассейна;

- ороген, возникший в результате герцинской складчатости на Урале, со второй половины карбона стал главным поставщиком обломочного материала в Пайхойско-Новоземельский прогиб, который окончательно оформился в качестве самостоятельной структуры;

- на рубеже триаса и юры была сформирована складчатая структура, унаследовавшая основные структурные элементы позднепалеозойского прогиба. Орогенез сопровождался внедрением гранитоидных массивов;

учитывая характер структур обрамления, тектоническая структура Новой Земли может быть классифицирована как интракратонная подвижная зона.

Новейшее позднемезозойско-кайнозойское развитие Новой Земли ознаменовалось: 1) локально проявленным (только на крайнем севере) габбро-долеритовым магматизмом, связываемым с предрифтовым (позднеюрско-раннемеловым) этапом развития Северного Ледовитого океана; 2) узколокальным внедрением базит-ультрабазитовых трубок взрыва на востоке о. Северный (1,6 млн лет); 3) формированием неогеновых (?) кор выветривания, а также современного рельефа, сочетающего элементы альпийских горных сооружений и прибрежно-морских равнин с поверхностями пенепленов, синхронных различным периодам оледенений и межледниковий, а также формированию современного ледникового покрова.

Поскольку до настоящего времени Новая Земля в некоторых публикациях рассматривается все еще как непосредственное продолжение структур Урала, то на этом следует остановиться особо. По имеющимся геофизическим данным, полосовые магнитные аномалии, свойственные восточной (палеоокеанической) зоне Урала, резко заканчиваются в районе Байдарацкой губы (Зацепин, 1981). т. е. уральские офиолитовые комплексы к северу от зоны Байдарацкого глубинного разлома не прослежива-

юся. Западная же (шельфовая окраинно-континентальная) зона уралид отчетливо прослеживается на Пай-Хое и юго-западе — западе Новой Земли. Соответственно принципиальное различие этих структур (помимо разновозрастности) состоит в том, что Урал сформирован в результате эволюции коры оксанического типа, а Пайхойско-Новоземельская система является внутриплитной складчатой структурой. Ее активное рифтогенное развитие в качестве единой структуры со среднего девона по пермь начинается как раз тогда, когда происходит замыкание уральского палеобассейна, и севернее полюса вращения сближающихся плит в «жестком» теле платформы возникает серия структур растяжения, компенсирующих процессы сжатия на Урале.

Среди других точек зрения на тектоническую природу архипелага следует отметить представления, развиваемые В. И. Устрицким (Устрицкий, 1985; Устрицкий, Храмов, 1989) и базирующиеся на геофизических данных о существовании в акваториях Баренцева и Карского морей «окон», где палеозойские слабodeформированные осадки залегают непосредственно на коре переходного типа. Эти «окна» рассматриваются как реликты коры былых океанов — Япстуса на западе и более молодого Палеоуральского в Карском море. Новая Земля в этом случае занимает срединное положение между двумя последовательно «захлопывавшимися» океанами, остаточные бассейны которых затем были перекрыты отложениями значительной мощности. Особенности внутреннего строения Новой Земли, возраст и характер складчатых деформаций, а также существование структурных связей с Таймыром через Северо-Сибирский порог с этих позиций не находят должного объяснения.

Здесь следует отметить, что причины, вызвавшие складчатость в регионе, остаются неясными. Так, Л. Г. Павлов (Эволюция земной..., 1997) объяснял ее как результат взаимодействия ряда микроплит, подразумевая существование к востоку от архипелага гипотетического Обского океана. Ю. И. Шульга (Там же) связывает ее с глубинным диапиризмом (пермо-гриасовым (?) магматизмом) в Карском море. Наконец, Г. Н. Ковалева (1984) считает, что прогрев масс за счет возрастания теплового потока в наиболее тонких (и проницаемых) частях рифтогенного прогиба мог привести к их расширению и «всплыванию», что вызвало боковое двустороннее давление и соответственно сжатие, ослабевавшее при удалении от центра. Такие складчатые структуры, вероятно, не имеют ничего общего с зонами скупивания эпиокеанических орогенов, являясь автономными (внутриконтинентальными).

Архипелаг Земля Франца-Иосифа

Мегаплато Земли Франца-Иосифа отличается исключительной раздробленностью подводно-надводного рельефа. Протяженность его с запада на восток около 400, а с севера на юг 250 км. Архипелаг занимает центральную часть плато и состоит из 191 острова общей площадью более 16 тыс. км². Максимальные абсолютные отметки островов достигают +620, а глубина проливов минус 650 м, т. е. значительно больше, чем глубина прилегающей части шельфа. Около 85 % территории архипелага закрыто ледниками. Свободные ото льда участки суши и обособленные выходы коренных пород имеются на всех без исключения островах, а общая их площадь не превышает 2,5 тыс. км².

Земля Франца-Иосифа является наиболее труднодоступным архипелагом шельфа России. В силу своего географического положения и особых природных условий он остается наименее изученным районом суши Арктического бассейна. Многие острова до сих пор не посещались геологами. В пределах архипелага в

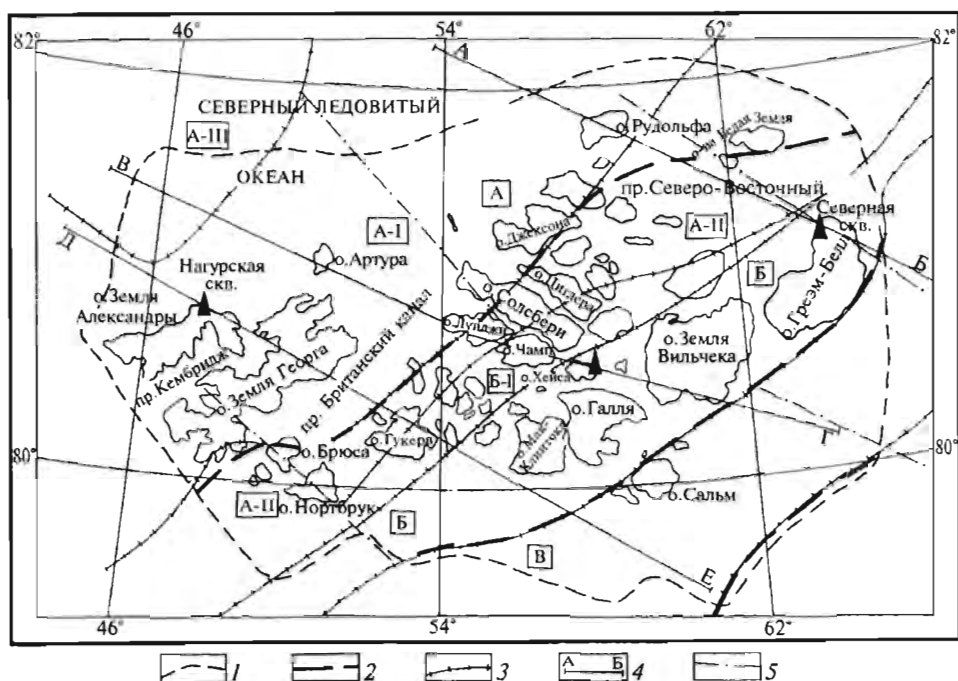


Рис. 41. Схема структурно-формационного районирования арх. Земля Франца-Иосифа.

А – Александровская структурно-формационная зона: А-I – Центральный макрвал; А-II – Южная ступень; А-III – Северная ступень; Б – Вильчевская структурно-формационная зона: Б-I – зона впадин Циглеровского разлома; Б-II – Сальминская структурно-формационная зона.

1 – контур мегаплата Земля Франца-Иосифа, 2 – границы структурно-формационных зон, 3 – границы основных структурных элементов, 4 – А-Б, В-Г, Д-Е – линии разрывов, 5 – разрывные нарушения глубокого заложения.

естественных обнажениях вскрываются осадки кайнозоя, вулканогенно-осадочные отложения мелового возраста, терригенные породы юры, верхнего триаса и гипабиссальные интрузии основного состава (J-K). Параметрическими скважинами, кроме того, вскрыты осадочные отложения среднего и нижнего триаса, терригенные и карбонатные породы каменноугольного возраста и метаморфические породы складчатого основания (венд). По всему разрезу отмечаются магматические образования дайкового комплекса.

Тектоническое районирование

В пределах мегаплата Земля Франца-Иосифа выделяются три структурно-формационные зоны, существенно отличающиеся как по мощности и строению осадочного чехла, так и по специфике вещественного состава и характеру магматизма. Эти зоны проявляются уже в среднем палеозое, хорошо выражены в физических полях, их контуры совпадают с основными тектоническими структурами, а очертания частично прослеживаются в современном надводно-подводном рельефе, что говорит об их длительном унаследованном существовании. Формационные зоны вытянуты в северо-восточном направлении в соответствии с общим простираем тектонических структур – рис. 41 (Школа и др., 1997).

Александровская структурно-формационная зона охватывает всю северо-западную часть мегаплата Земля Франца-Иосифа, включая о-ва Земли Александра, Земли Георга-Луиджи, Джексона, Карла-Александра, Райнера, Ева-Лив и прилегающую к ним часть шельфа. Для нее характерна небольшая мощность вулканогенно-осадочного чехла (1–3 км), лишь в узких грабенах в прол. Кембридж, на п-ове Армитидж и в прол. Британский канал она достигает 4,5 км. Поверхность фундамента довольно сильно расчленена и представляет собой сочетание относительно приподнятых и опущенных блоков (рис. 42). В разрезах отмечаются несколько крупных перерывов осадконакопления, охватывающих по времени целые эпохи и периоды, а также размывы ранее накопившихся толщ. В результате этого на большей части Александровской зоны в разрезе отсутствуют отложения перми, верхнего триаса и юры. Здесь же отмечается максимальное проявление раннемелового вулканизма и траппового магматизма.

Вильчековская структурно-формационная зона занимает юго-восточную часть архипелага, включая о-ва Гукера, Мак-Клинтока, Галля, Алджер, Хейса, Виннер-Нейштадт, Ла-Ронсьер, Земли Вильчека.

Для Вильчековской структурно-формационной зоны характерна большая и устойчивая мощность осадочного чехла, достигающая в максимально погруженной части 9–10 км. Здесь отмечен наиболее полный разрез геологических формаций с небольшим количеством стратиграфических перерывов. Мезозойские терригенные отложения имеют ярко выраженное циклическое строение. Низы крупных макроциклов сложены лагунно-морскими и морскими отложениями открытых водоемов, а верхи – преимущественно прибрежно-морскими и озерно-аллювиальными осадками. В объеме макроциклов выделяются циклы первого и второго порядков.

Сальменская структурно-формационная зона охватывает одноименное валовообразное поднятие, которое оконтуривает арх. Земля Франца-Иосифа с юго-востока и отделяет его от Восточно-Баренцевской и Северо-Баренцевской впадин. Оно расположено в основном в шельфовой области и захватывает лишь частично о-ва Сальм и Вильчека. Мощность осадочного чехла занимает здесь промежуточное положение по сравнению с предыдущими зонами и составляет 5–6 км. Отмечается значительное увеличение мощности юрских и нижнемеловых отложений. Широко распространенный на архипелаге раннемеловый вулканизм проявился в этой области наименее отчетливо, а базальтовые покровы и туфы, по-видимому, полностью эродированы на большей части поднятия.

Разрез фундамента и осадочного чехла

Нагурская серия (Vng). Породы, выделенные в нагурскую серию венда, образуют складчатое основание и вскрыты в единственном пункте на о. Земля Александра в Нагурской параметрической скважине в инт. глубин 1895–3204 м (Грамберг и др., 1985). Разрез представлен метаморфическими породами: микрокварцитами, филлитами и кварц-серицитовыми микросланцами, соответствующими зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Породы интенсивно дислоцированы, собраны в крутопадающие складки, часто отмечаются плейчатые и свилеватые текстуры, будинаж и развальцевание. По сохранившимся реликтам первичных текстур и минеральному составу можно предположить, что исходными породами были алевролиты с глинистыми прослоями и песчаники кварцевого состава. В зонах дизъюнктивных нарушений породы интенсивно брекчированы и состоят из ос-

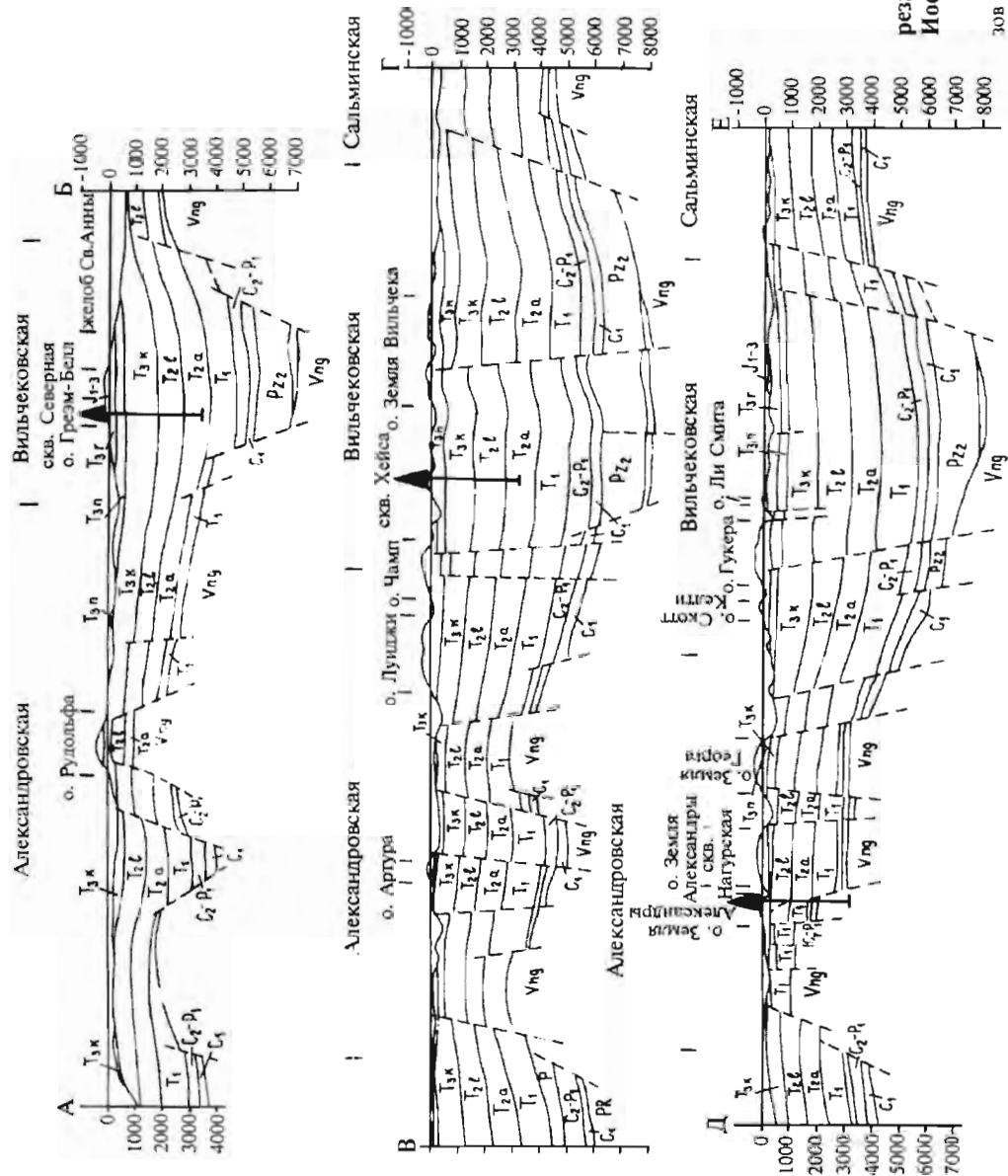


Рис. 42. Геологические разрезы мегаплата Земля Франца Иосифа.

А-Б, В-Г, Д-Е — линии разрезов (см. рис. 41).

треугольных обломков микрокварцитов, погруженных в тонкоперетертую карбонатизированную цементирующую массу. Широко развиты катаклазиты и милониты. Вендский возраст пород складчатого комплекса определен по богатому спектру акритарх и грихом. Абсолютный возраст кварц-серицитовых микросланцев по радиологическим определениям составляет 610 млн лет.

Среднепалеозойские отложения (PZ_2). Выделены условно по геофизическим данным, на основании анализа мощности осадочного чехла, сведений по соседним территориям и по палеогеографическим реконструкциям. Сохранились среднепалеозойские отложения лишь в грабенообразной структуре, прослеживающейся по нижним горизонтам в приосевой части Вильчевской зоны. Представлены они, по-видимому, преимущественно терригенными девонскими отложениями, и лишь в основании толщ, возможно, сохранились маломощные карбонатные осадки силура. Мощность среднепалеозойского комплекса составляет 2–3 км. С позднепалеозойского времени Вильчевская впадина развивалась как компенсированная депрессия.

Каменноугольные отложения в раннем карбоне (C_1). Северная часть Баренцевского шельфа представляла собой равнину озерно-аллювиальной аккумуляции, на которой в условиях тропического климата отлагались континентальные осадки, обогащенные органикой. Обширная область суши, образовавшаяся после завершения каледонской активизации к северу от рассматриваемого района, поставляла осадочный материал высокой степени зрелости на эту аккумулятивную равнину. Обильная растительность и условия осадконакопления способствовали углеобразованию.

В пределах Александровской структурно-формационной зоны нижнекаменноугольные отложения вскрыты Нагурской параметрической скважиной в инт. 1740–1900 м, где они с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на интенсивно дислоцированных метаморфических породах складчатого основания. Представлены они циклично чередующимися пачками песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами каменного угля, в совокупности составляющих угленосную формацию гумидных равнин с аллохтонным характером угленакпления. На отдельных участках каменные угли под воздействием внедрившихся мезозойских интрузий преобразованы в антрациты. Установленная на Александровском поднятии мощность нижнекаменноугольных пород составляет 160 м. В других структурно-формационных зонах, судя по фациальному составу и характеру осадконакопления, мощность отложений сохраняет это значение. Раннекаменноугольный возраст установлен по листовой флоре и комплексу микроспоров, характерным для визейского и серпуховского ярусов. Следует отметить также большое литостратиграфическое сходство вышеописанных отложений с угленосной формацией нижнего карбона Шпинбурга.

Среднекаменноугольные — нижнепермские отложения (C_2-P_1). Выделены условно на основании анализа мощности осадочного чехла и палеогеографических реконструкций. Распространены они только в восточной части архипелага в пределах Вильчевской и Сальменской структурно-формационных зон. Представлены они, по-видимому, известняками, кремнисто-карбонатными и кремнистыми отложениями. О наличии этих пород можно судить по составу мезозойских конгломератов, в карбонатных гальках которых содержатся остатки брахиопод, кораллов и богатый комплекс фораминифер среднекаменноугольного — раннепермского возраста. Максимальная мощность осадков предположительно 700 м.

Верхнекаменноугольные отложения (C_3). Вскрыты Нагурской параметрической скважиной в инт. 1657–1740 м, где они залегают на угленосных породах нижнего карбона со стратиграфическим перерывом. Разрез представлен биогенно-детритовыми известняками (83 м). Это брахиоподово-криноидные пакстоуны

и вакстоуны, очень крепкие, массивного сложения. Известняки состоят из перекристаллизованных обломков брахиопод, криноидей, мшанок, раковин фораминифер. Примесь глинистого материала составляет 3–10 % и постепенно увеличивается вверх по разрезу. Большинство фаунистических остатков широко распространено в отложениях верхнего карбона.

В пределах Вильчевской зоны следует ожидать некоего увеличения мощности пород, появления мергелей и кремнисто-карбонатных отложений.

О наличии верхнепермских пород в пределах Земли Франца-Иосифа нет никаких данных. Очевидно, это время регионального перерыва на большей части территории архипелага, за исключением центральной части Вильчевской впадины.

Триасовые отложения. Нижнетриасовые отложения (T_1) вскрыты Нагурской параметрической скважиной в инт. глубин 1022–1657 м, где они с резким стратиграфическим несогласием перекрывают известняки верхнего карбона. Представлены нижнетриасовые отложения в основном темными тонкослоистыми глинами и аргиллитами хлорит-гидрослюдистого состава. Встречаются тонкие прослои светлых алевролитов и пласты известковистых илов. В верхней части разреза отмечены маломощные линзы слюдистых полимиктовых песчаников. Аргиллиты содержат пирит в виде вкрапленности и конкреций. Среди фаунистических остатков встречены лишь отпечатки рыб, редкие двустворки и фораминиферы, указывающие на наличие отложений индского и оленекского ярусов. В Вильчевской и Сальменской структурно-формационных зонах возможно присутствие терригенных верхнепермских – нижнетриасовых отложений.

Анизийский ярус (T_2a). Верхняя часть разреза анизийского яруса вскрыта Северной параметрической скважиной на о. Грезм-Белл в инт. глубин 2530–3523 м (забой) и скв. Хейса в инт. 2164–3344 м (забой). На о. Земля Александры Нагурская параметрическая скважина пересекла крупное тектоническое нарушение, поэтому в стволе скважины сохранился лишь небольшой фрагмент анизийских отложений в инт. 1000–1022 м. В нижней части разреза преобладают темно-серые аргиллиты и глинистые алевролиты с редкими прослоями алевролитов и песчаников. Вверх по разрезу содержание алевропесчаных пород и мощность их слоев постепенно возрастает. В позднеанизийское время существовала отчетливая фациальная зональность. Северо-восточный борт Вильчевской впадины несомненно находился ближе к палеосуше, которая служила устойчивой областью питания в течение среднего и верхнего триаса. В результате этого количество песков и алевролитов существенно возрастает в северо-восточном направлении. В центральной части Вильчевской структурно-формационной зоны в позднеанизийское время накапливались преимущественно глины и глинистые алевролиты с сидеритовыми и кальцитовыми стяжениями, с остатками амmonoидей, двустворок, фораминифер и иглокожих. Пески встречаются редко и наиболее характерны для самых верхов разреза. Обычно в них присутствуют растительный детрит и карбонатный фитопланктон, распространенный на мелководье.

Ладинский ярус (T_2l). Отложения этого возраста вскрыты в Северной скважине (инт. 1980–2530 м), в скв. Хейса (инт. 1450–2164 м) и в Нагурской скважине (инт. 410–1000 м). В ладинский век завершается время устойчивой морской седиментации. В районе арх. Земля Франца-Иосифа осадконакопление протекало при периодическом обмелении морского бассейна. В раннеладинское время формировалась толща глин и алевропесчаных плохосортированных осадков с линзами гравия. Широко распространены хлидолиты. Количество песков возрастает в северо-восточном направлении с наиболее типичными прибрежно-морскими условиями осадконакоп-

ления. В раннеладинской толще наблюдаются седиментационные брекчии и другие следы оползания осадков, присущие склоновой обстановке. Признаками мелководного бассейна можно считать многочисленные следы жизнедеятельности илоедов, скопления обрывков хвощей и плауновых, железистые карбонаты. Для алевроито-глинистых осадков типичны текстуры биотурбации.

В начале позднеладинского времени усилилась трансгрессия моря, и на всей площади формировались глинистые осадки. На западе архипелага накопление глинистой толщи в условиях нормальной солености моря продолжалось до конца ладинского века, а в восточных районах часто происходило засоление вод, причем в это время наряду с глинами частично отлагались пески мелко- и среднезернистые, в конце века – крупнозернистые. Темноцветная глинистая толща мощностью 300–400 м служит надежным маркирующим горизонтом и является региональной покрывкой. Фаунистические остатки представлены аммонитами, разнообразными двустворками с преобладанием даонелл, фораминиферами, остракодами. Мощность отложений ладинского яруса в Северной скважине составляет 550, в скв. Хейса – 715, а в Нагурской скважине 590 м. Так, суммарная мощность осадков T_{1-2} в Вильчековской впадине достигает 3,5, а на Александровском поднятии – менее 2,0 км.

Греэмбеллская свита (T_{3gr}). Отложения свиты вскрыты в Северной скважине на о. Греэм-Белл (инт. 860–1980 м), в скв. Хейса (инт. 450–1450 м) и Нагурской скв. на о. Земля Александры (инт. 283–410 м), а также обнажаются на западном побережье о. Рудольфа. Отложения представляют собой паралическую формацию и имеют отчетливо циклическое строение. Разрез сложен ритмично чередующимися глинистыми и алевропесчаными породами. Присутствуют хлидолиты и седиментационные брекчии. К верхам циклов приурочены песчаники с прослоями углистых пород и каменных углей. Угленосность к верхам разреза возрастает. Отмечаются текстуры биотурбации и оползания осадков. В целом для разреза характерно чередование пачек преимущественно глинистых пород в различной степени алевролитистых и песчаных с ракушечным детритом, обломками двустворок и сапропелевым составом органического вещества, с пачками преимущественно мелкозернистых плохосортированных песчаников, содержащих линзы и прослои каменных углей небольшой мощности. Для этих пачек типично присутствие листовой флоры, углистого детрита и гумусовой органики. Мощность отложений в Северной скважине 1310, в скв. Хейса – 1000, а на о. Земля Александры – всего 127 м. Резкое сокращение мощности осадков в Александровской структурно-формационной зоне связано с глубиной послетриасового размыва. Остатки фауны, листовой флоры и спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о карнийском возрасте осадков.

В хейсовскую свиту (T_{3hs}) выделены морские отложения нижнего и среднего подъярусов норийского яруса. Они обнажены на многих островах архипелага и наиболее полно изучены на о-вах Хейса и Земля Вильчека. Нижняя часть разреза сложена аргиллитами с карбонатными конкрециями и прослоями глинистых известняков. Фаунистические остатки многочисленны и разнообразны – аммониты, двустворки, брахиоподы, рыбы, фораминиферы, остракоды, иглокожие. Широко распространены бентосные формы и фитопланктон. В верхней части разреза значительно увеличивается размерность обломочного материала, появляются пласты песчаников, иногда с линзами гравелитов и конгломератов. Формирование верхней толщи проходило в прибрежно-морских условиях. Соответственно существенно изменяется характер фауны. Так, в верхах разреза присутствует своеобразный комплекс двустворок и бентосные агглютинирующие фораминиферы. Широко распространены водные рептилии – ихтиозавры, шастозавры, миксозавры и др. Максимальная мощ-

ность хейсовской свиты (420 м) установлена в центральной части Вильчековской структурно-формационной зоны, где сохранился наиболее полный разрез мезозойских отложений. В других частях архипелага ее мощность зависит от степени последующих размывов.

Васильевская свита ($T_{3,us}$) представляет собой верхнюю часть крупного макроцикла и сложена континентальными озерно-аллювиальными полимиктовыми песками и песчаниками с линзами и пластами гравелитов и конгломератов. Алевролиты встречаются в маломощных прослоях. Для свиты характерно присутствие минерализованных стволов древесины, листовой флоры, скоплений угольной крошки, углистого детрита. Флористические остатки, споры и пыльца характерны для позднего триаса. Мощность свиты от 0 до 350 м в зависимости от глубины послетриасового размыва. Наибольшее значение мощности отмечается в приосевой части Вильчековской структурно-формационной зоны.

Юрские отложения. Тегетгофская свита (J_1tg) объединяет терригенные нижнеюрские породы. Представлены они прибрежно-мелководными осадками, чередующимися с континентальными образованиями. Алевропесчаные слои с остатками двустворок и бедным по видовому составу комплексом фораминифер (плинсбах — тоар) перемежаются с пачками песчаников и глинистых алевролитов, содержащих линзы углей, обломки древесины, рассеянную гальку и прослои, обогащенные гумусовой органикой. В целом комплекс пород тегетгофской свиты мощностью 20–160 м распространен в центральной части архипелага и характеризуется специфическим спорово-пыльцевым спектром.

Фиумская свита (J_{2-3fm}). Отложения свиты представлены морскими алеврито-глинистыми породами, темными глинами с карбонатными и фосфатными конкрециями. На островах архипелага они распространены крайне неравномерно, что связано с глубоким размывом, предшествовавшим активной вулканической деятельности в барреме — альбе. Так, в западной части архипелага они полностью эродированы, а на островах центральной части встречаются лишь местами. Отложения свиты содержат разнообразную фауну, позволяющую выделить не только все ярусы средней и верхней юры, но и произвести подчас более дробное зональное биостратиграфическое расчленение. Однако в каждом конкретном разрезе даже на близко расположенных островах объем свиты различен — от нижнего аалена до оксфорда. Поэтому при сходном литологическом составе и небольшой мощности осадков эти отложения целесообразно выделять в единую толщу. Максимальная мощность фиумской свиты не более 180 м.

Ламонская свита (J_3lm) распространена ограниченно вдоль юго-восточного борта Вильчековской впадины на о-вах Грезм-Белл, Земля Вильчека, Бергхауз и др. Сложена свита в нижней части темно-серыми листоватыми алевролитами с карбонатными конкрециями, а в верхней — преимущественно светло-серыми полимиктовыми песчаниками и песками. По всему разрезу в конкрециях встречаются аммониты, белемниты, двустворки, указывающие на киммериджский и волжский возраст осадков. В верхних горизонтах количество фауны заметно сокращается, лишь изредка встречаются остатки раковин бухий и скелеты водных рептилий. Алеврито-песчаные породы ламонской свиты залегают на различных горизонтах: от глин нижнего оксфорда (м. Хефер — о. Земля Вильчека) до песчаников васильевской свиты (м. Кользат — о. Грезм-Белл). Мощность отложений 300–400 м.

Меловые отложения. Клагенфуртская свита (K_1kl) распространена фрагментарно и залегает согласно на породах верхней юры. Известна она всего в нескольких пунктах на м. Ламон (о. Земля Вильчека) и о. Клагенфурт. Пред-

ставлена светло-серыми полимиктовыми песчаниками, и в меньшей степени алевролитами с остатками аммоноидей и двустворок бериасского и валанжинского возрастов. Породы рыхлые, часто ожезженные. Мощность непостоянна, максимальное значение 150 м.

К армитиджской свите (K_{ar}) отнесены континентальные осадочно-вулканогенные образования готеривского – альбского возраста. На западе архипелага это преимущественно эффузивные породы – покровы и потоки базальтов с незначительной примесью туффигов, а на центральной группе островов – эффузивные, эксплозивные и редко интрузивные породы основного состава. Армитиджская свита несогласно залегает на различных горизонтах триаса, юры и нижнего мела.

В основании осадочно-вулканогенной толщи на некоторых островах (Солсбери, Чамп – м. Фиума, Альджер, Гукера и др.) залегает пестроцветная пачка, представленная чередующимися лито-витрокластическими туфами, глинами, алевролитами, яркоокрашенными или темноцветными песками с линзами бурых углей и сажистыми примазками. Иногда встречаются покровы базальтов, сопровождающиеся агломератовыми и пелито-псаммитовыми туфами и туфобрекчиями. Эта пестроцветная пачка залегает в долинообразных углублениях довулканического рельефа и распространена вдоль юго-восточного борта Александровского поднятия. Мощность ее переменная, от нескольких до 55–70 м.

Основная часть разреза армитиджской свиты представлена покровами базальтов мощностью 10–45 м (на о. Винер-Нейштадт до 80–100 м). Базальты в различных частях архипелага близки между собой по петрографическим особенностям и химическому составу. Практически все они являются порфировыми с микротолеитовой основной массой. По химизму породы относятся к группе основных нормального ряда с натриевым типом щелочности. Между покровами базальтов местами встречаются реликты кор выветривания и пачки терригенных пород мощностью 2–25 м с линзами и пластами бурых углей. В алеврито-глинистых разностях содержится большое количество обугленной древесины и листовой флоры. Спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о баррем-альбском возрасте осадков. По радиологическим датировкам возраст базальтов составляет 120–130 млн лет. Максимальная мощность армитиджской свиты установлена в Александровской структурно-формационной зоне, где она достигает 300–350 м.

Четвертичные отложения (Q_{III-IV}) в пределах свободной ото льда суши залегают тонким, нередко прерывистым плащом мощностью несколько метров (чаще 1–2 м). Наиболее широко развиты осадки морских террас различных уровней (от 3–5 до 120 м), элювиальные склоновые образования, в меньшей степени водно-ледниковые и ледниковые. Возрастной интервал четвертичных отложений ограничен верхним звеном неоплейстоцена – голоценом.

Магматические образования

Магматические породы архипелага представлены базальтовыми покровами, а также основными гипабиссальными интрузиями – силлами, дайками, штоками, неками. По своим геологическим позициям и петрохимическому составу эти образования вполне соответствуют понятию трапповой формации.

Специфической чертой базитов арх. Земля Франца-Иосифа, по сравнению со средними показателями основных пород в аналогичных платобазальтовых провинциях мира, можно считать повышенные содержания окиси титана и суммарного

железа на фоне пониженных значений окисей магния и калия. Среди всей совокупности химических компонентов базальтоидов арх. Земля Франца-Иосифа по содержанию оксидов некоторых главных петрогенных элементов и по типу щелочности довольно четко обособляются две ассоциации вулканоплутонических пород: первая – низкокальциевые толеиты, вторая – андезито-базальты (Макарьева, 1997).

Первую ассоциацию образуют стратифицированные по флоре раннемеловые покровы островов Земля Александры, Земля Георга, Рудольфа, Алджер, Брайса и комагматичные им силлы и дайки, развитые на этих и некоторых других островах (Гогенлоз, Джексона, Карла-Александры, Земля Вильчека, Б. Комсомольский, Хейса и др.). Для пород данной ассоциации характерны низкие ($<0,4\%$) содержания K_2O и натриевый тип щелочности, пониженное значение SiO_2 , TiO_2 , суммы щелочей, P_2O_5 и относительно повышенное содержание Al_2O_3 , CaO и MgO .

Вторая ассоциация включает в себя покровы о-вов Джексона, Грили и Винер-Нейштадт, а также многочисленные интрузивные и субвулканические образования о-вов Пайера, Галля, Гукера, Грезм-Белл, Ньюкомба, Матильды и др. Для пород этой ассоциации характерен калиево-натриевый тип щелочности, повышенное по сравнению с первой ассоциацией содержание SiO_2 , TiO_2 , суммарного железа, K_2O , P_2O_5 и пониженное – Al_2O_3 , CaO и MgO .

На данном этапе исследований существуют различные взгляды на возникновение разных по химизму ассоциаций вулканогенных пород на арх. Земля Франца-Иосифа. Одна точка зрения заключается в двухфазном проявлении вулканизма и формировании двух разновозрастных вулканогенных толщ: в ранней юре и в раннем мелу. Однако, исходя из петрохимических и изотопно-геохимических материалов, более предпочтительным представляется мнение о проявлении в раннем мелу однофазового вулканизма, вызванного одновременным действием двух различных по химизму глубинных источников базальтовой магмы (Столбов, 2000).

Эффузивные образования. Покровы базальтов весьма широко распространены на архипелаге. Они целиком слагают большинство островов или перекрывают низележащие осадочные породы. Мощность покровов изменчива и колеблется от 2–3 до 50–70 м. Максимальная мощность покровов отмечена на о-вах Винер-Нейштадт и Земля Александры, где она достигает 100 м.

Петрографическое изучение базальтов Земли Франца-Иосифа показало, что вещественный состав их сравнительно однообразен. Преобладают порфировые и гломеропорфировые разновидности. По минералогическому составу часто встречаются породы, обогащенные оливином (до 12 %), которые выделяют в группу оливиновых базальтов. Породы, содержащие заметно меньшее количество оливина, условно относятся к безоливиновым базальтам. Одновременно наблюдается разнообразие структур этих пород, зависящее от относительного количества кристаллических элементов и стекла, а также некоторых текстурных особенностей. Так, в базальтах выделяется большая группа пород с толеитовым типом структур, различающихся между собой по наличию или отсутствию в стекле микролитов и порфировых вкрапленников. Реже встречаются разновидности с интерсертальной структурой.

В зависимости от того, в какой части покрова кристаллизовался базальт, образуются те или иные его разновидности. Базальты верхних частей покровов и в маломощных покровых (2–3–4) приобретают миндалекаменную текстуру и выделяются в базальтовые мальденштейны. В самой нижней части покровов наблюдаются полевошпатовые гналобазальты, содержащие большое количество стекла.

Вулканические туфы основного состава не выдержаны по мощности, частично карбонатизированы и распространены преимущественно в основании вулканогенной

толщи или между нижними покровами базальтов. Они представляют собой темно-серые пористые породы, содержащие выделения цеолитов и гипса. Состоят они из округлых обломков базальта, заключенных в витрокластической палагонитовой массе. Другая разновидность туфов представлена обломками плагиоклазов, пироксенов и вулканическим стеклом с шарообразными пустотами, выполненными кальцитом. В туфах встречаются вулканические бомбы диаметром до 0,2 м. В кровле присутствуют красные туфоалевролиты и туфопесчаники, превращенные в аллиты.

Гипабиссальный магматизм. Пластовые и секущие интрузии по химическому составу весьма близки к эффузивам, но отличаются от них по степени раскристаллизации. По минералогическим, химическим, фаціальным и структурным особенностям выделяются кварцевые габбро-долериты, кварцевые долериты, такситовые габбро-долериты, лейкогаббро-долериты и их эруптивные брекчии.

Кварцевые габбро-долериты и долериты обладают близким минералогическим и химическим составом, отличаясь только структурами. Лейкогаббро-долериты выделяются повышенным содержанием плагиоклаза и расслоенностью, выраженной в увеличении содержания фемических минералов в нижних слоях интрузий. Такситовые габбро-долериты обнаруживают характерное атакситовое строение, при котором в породе чередуются неправильные по форме лейкократовые и меланократовые участки. Маломощные интрузивные тела сложены порфиоровыми базальто-долеритами, которые в зависимости от степени кристаллизации имеют стекловатую, гиалопелитовую, интерсертальную и на отдельных участках офитовую структуру основной массы.

Дайки густой сетью рассекают вулканогенно-осадочную толщу и особенно заметны в терригенных породах на о-вах Хейса, Грезм-Белл, Галля и др. Весьма велика насыщенность интрузивными породами и в вертикальном разрезе. Так, в Нагурской параметрической скважине вскрыто 21 интрузивное тело мощностью по стволу скважины от 2 до 140 м. Скважина Хейса пересекла 6, а Северная скважина – 7 интрузий суммарной вертикальной мощностью 274 м.

Подавляющее большинство даек (около 90 %) имеет северо-западное простирание и часто прослеживается на десятки километров. Залегание крутопадающее от 65° до субвертикального при обычной мощности от 2–5 до 20–30 м.

Пластовые интрузии Земли Франца-Иосифа имеют мощность от 10–12 до 60–80 м, и широко распространены на о-вах Земля Вильчека, Хейса, Ферсмана, Галля, Нортбрук, Алджер, Циглера, Солсбери, Луиджи и др. Слагающие их породы относятся к порфировидным долеритам и габбро-долеритам и весьма сходны с породами центральных частей наиболее мощных даек. Силлы отчетливо выделяются в рельефе, образуют куэстообразные уступы и прослеживаются на несколько километров, сохраняя общий внешний облик и постоянство состава. Для пород характерны полнокристаллическая структура и вертикальная столбчатая отдельность.

Штоки и неки отмечены на о-вах Солсбери, Ньюкомба, Нортбрук, Матильды, Гукера, Скотт-Келти и в ряде других пунктов. В плане они имеют овальную или округлую форму диаметром от 100 до 600 м. Сложены оливковыми микродолеритами и габбро-долеритами с ярко выраженной призматической, веерообразной отдельностью, агломератовыми витрокластическими туфами и микрокристаллическими базальтами с миндалинами и жеоидами кварца. Агломератовые туфы переполнены обломками оплавленных с поверхности песчаников и алевропелитов и рассеяны многочисленными жилами кварца.

Время внедрения гипабиссальных интрузий устанавливается на основании радиологических датировок, выполненных различными методами (K/Ar, Sm/Nd и U/Pb – 40

определений), и определяется возрастным диапазоном (203 ± 14)–60,4 млн лет (синемюр – палеоцен). Наиболее интенсивное проявление платобазальтового магматизма приходится на инт. (175 ± 12)–(92 ± 6) млн лет (бат – верхний сеноман). На этот отрезок времени приходится внедрение 26 интрузий из числа проанализированных и формирование основной части осадочно-вулканогенной толщи.

История геологического развития

В раннем палеозое в условиях эпибайкальской платформы на прилегающих территориях в районе Шпицбергена и Северной Земли господствовало карбонатное осадконакопление, обычное для областей с древней континентальной корой. В западной части региона накапливались известняки (1–2 км), а в восточной – преимущественно эвапориты (1,2–3,0 км). На Земле Франца-Иосифа отложения этого возраста неизвестны. По-видимому, в это время здесь располагалась невысокая суша, разделявшая Свальбардскую платформу и континентальный блок Северной Земли.

В истории формирования осадочного чехла можно выделить несколько крупных этапов его развития.

Первый этап завершился на рубеже девона и карбона и совпал с заключительной фазой каледонской складчатости, проявившейся на сопредельных территориях. В это время сформировался девонский грабен – узкая, вытянутая в северо-восточном направлении структура, ограниченная глубинными разломами (рис. 43). Она стала определяющей для Земли Франца-Иосифа и неоднократно проявлялась в последующей палеозойско-мезозойской истории его развития. В дальнейшем грабенообразная структура стала развиваться как компенсированный прогиб с устойчивым осадконакоплением и оформилась как Вильчевская впадина, ограниченная с северо-запада Александровским поднятием, а с юго-востока Сальминским валообразным поднятием. Эти структурные элементы определили основные различия в составе и строении осадочного чехла.

Осадконакопление в раннем карбоне проходило на всей территории Земли Франца-Иосифа в условиях озерно-аллювиальной аккумуляции. Обильная растительность и тропический климат способствовали углеобразованию. В среднем карбоне континентальный режим сменяется морским, а терригенное осадконакопление – карбонатным, которое продолжалось и в позднем карбоне, и в ранней перми. Однако осадки этого возраста в полном объеме накапливались только в пределах Вильчевской впадины. Александровское поднятие и в среднем карбоне, и в ранней перми было областью суши. Лишь в позднем карбоне оно было покрыто морем, о чем свидетельствуют органогенные известняки, распространенные в этом районе. Конец пермского периода – время тектонического покоя, эрозии и формирования единого пенеплена, охватывающего территорию от Шпицбергена до Северной Земли.

Триасовые терригенные отложения на Земле Франца-Иосифа в целом образуют крупный макроцикл, низы которого сложены лагунно-морскими и морскими отложениями, а верхи преимущественно прибрежно-морскими и континентальными. В объеме макроцикла выделяются циклы I и II порядков, отвечающие ярусам и подъярусам. Изменение состава отложений, палеонтологических комплексов и фациальных обстановок внутри циклов снизу вверх происходит постепенно, в направлении смены трансгрессивных признаков регрессивными, а на границе циклов – скачкообразно, фиксируя возврат к трансгрессии. Мощность циклов первого порядка около 1 км, второго – 300–600 м. Наиболее отчетливо цикличность наблюдается в Вильче-

ковской впадине, где было устойчивое погружение и мощность осадков триаса превышала 5 км. На Александровском поднятии осадконакопление часто прерывалось, и мощность триасовых пород составляла не более 2,5 км.

На рубеже триаса и юры вся территория Земли Франца-Иосифа становится сушей и повсеместно происходит размыв ранее накопившихся толщ. Активизировалась тектоническая деятельность, более отчетливо проявились основные структуры, унаследованные от прошлых эпох, в ослабленных зонах возникли дизъюнктивные нарушения. Впервые проявился трапповый магматизм. Дальнейшее формирование осадков связано с платформенным режимом и происходило в условиях гумидного климата.

Юрско-нижнемеловой макроцикл начинается прибрежно-морскими и континентальными песчано-алевритовыми отложениями плинсбаха и тоара, которые сменяются морскими темноцветными алеврито-глинистыми осадками с преобладанием темных глин ааленского – киммериджского ярусов. Завершается разрез светлыми полимиктовыми песками волжского – валанжинского ярусов. Суммарная максимальная мощность терригенных пород юрско-нижнемелового цикла около 800 м. Они содержат разнообразную фауну, позволяющую выделить не только все ярусы, но и произвести зональное биостратиграфическое расчленение. Однако осадконакопление было неустойчивым, с частыми перерывами. На ранних этапах море наступало с юго-запада, а на поздних, очевидно, с востока. В результате на архипелаге вряд ли найдется хоть один пункт, где отложения этого возрастного диапазона накапливались в полном объеме. Так, на о-вах Белл и Винер-Нейштадт присутствуют только отложения нижней юры, на о. Алджер – нижней и средней, на о. Нортбрук – средней, на о. Чамп (м. Фиума) и о. Гукера – средней и верхней юры, на о. Грэм-Белл (м. Кользат) – верхней юры, а на о-вах Бергхауз и Земля Вильчска (м. Ламон) – верхней юры и нижнего мела.

В готериве произошло региональное поднятие архипелага и его ближайшего окружения. С этого времени начинается основная фаза траппового вулканизма, которая продолжалась до начала позднего мела. Образование осадочно-вулканогенной готерив-альбской толщи началось с выбросов пеплового материала и небольших излияний базальтовой магмы на фоне общего терригенного осадконакопления. Эти отложения сохранились лишь во впадинах неравномерно расчлененного довулканического рельефа. Породы последующих более мощных лавовых покровов ложились на выровненную поверхность базальтового плато. В кратковременные перерывы между формированием отдельных покровов базальтов происходило накопление мало-мощных озерно-болотных терригенных осадков, включающих пласты бурых углей.

Последующие (послеальбские) века – мел, палеоген и миоцен – составляют пробел в геологической истории арх. Земля Франца-Иосифа.

Начало формирования современного рельефа на архипелаге, видимо, следует отнести к концу неогенового времени, когда относительно выровненная поверхность в результате активизации разрывной тектоники и возрождения вторичных грабенов, образовавших глубокие проливы, преобразовалась в современную структуру. На фоне

Рис. 43. Строение осадочного чехла и соотношение формаций в различных структурно-формационных зонах арх. Земля Франца-Иосифа.

1–9 – геологические формации: 1 – филлиты и микрокварциты складчатого основания, 2 – осадочно-вулканогенная (а – базальты, б – туфы), 3 – карбонатная, 4 – угленосная, 5 – песчаниковая, 6 – алеврито-песчаниковая, 7 – песчано-алеврито-глинистая, 8 – алеврито-глинистая, 9 – темных глин; 10 – стратиграфические перерывы и размывы осадков.

дифференцированных, преимущественно восходящих, движений шло интенсивное эрозионное расчленение.

В четвертичное время архипелаг испытывал неоднократные оледенения, выразившиеся в чередовании ледниковых эпох, когда шло формирование мощного ледникового покрова, и межледниковых – этапов сокращения оледенений. Эрозионно-денудационный доледниковый рельеф был преобразован в экзарационно-денудационный. Каждое последующее оледенение уничтожало следы предыдущего, поэтому на архипелаге можно наблюдать только проявления деятельности последнего неоплейстоценового (Валдайского) оледенения. В настоящее время идет постепенное сокращение оледенения со скоростью 15–18 м/год. От льда освобождаются перекрытые льдом террасы и речные долины и продолжается гляционзостатический подъем архипелага.

Острова Известий ЦИК

Острова Известий ЦИК (о-ва Тройной, Пологий и Хлебникова) представляют собой выступ складчатого фундамента в своде восточной (Притаймырской) части Северосибирского порога. Последний раз эти острова посещались в 1957 г. геологами В. В. Захаровым и А. С. Зеленко. По их данным, острова (Геология СССР, т. XXVI, 1970) сложены крутопадающими (до 85° при простирании 290–300°) серо-зелеными хлоритовыми, серицит-хлоритовыми и кварц-серицитовыми сланцами с подчиненными им вишнево-красными известково-серицито-кварцевыми сланцами, которые чередуются с голубовато-серыми кливажированными мелкозернистыми туфогенными полимиктовыми метапесчаниками и метаалевролитами. По степени метаморфизма, характеру чередования и литологическим особенностям наблюдаемая на островах толща пестроцветных пород весьма сходна с толщами рифея – венда северо-западных районов п-ова Таймыр.

Аналогичные серые и серо-зеленые филлиты были вскрыты скважиной на о. Свердруп на глубине 1260 м в фундаменте среднеюрских отложений на южном склоне Северо-Сибирского порога (северный борт Южно-Карского седиментационного бассейна).

Архипелаг Северная Земля

Североземельский архипелаг состоит из о-вов Большевик площадью 11540, Октябрьской Революции – 14200, Пионер – 1547, Комсомолец – 8502 км² и ряда мелких островов – М. Таймыр, Старокадомского, Шмидта, о-ов Седова, Краснофлотские, Диабазовые. На крупных островах доминирующее положение в рельефе занимают ледниковые купола с максимальными абсолютными отметками до 900 м. Общая площадь, занимаемая ледниками, составляет около 45 % от всей площади архипелага. Они перекрывают преимущественно поверхности возвышенных денудационных равнин с абсолютными высотными отметками 150–700 м и редко достигают уровня террасированных приморских равнин. Верхние и нижние террасы равнинного рельефа разделены склонами различной крутизны или абразионными уступами высотой 100–500 м. Наиболее крупные реки приурочены к долинам протяженностью до 45 и шириной по бровке 2–4 км. Многие из них перекрыты в верховьях ледниковыми покровами.

В геологическом строении арх. Северная Земля принимают участие различные по литологическому составу отложения широкого возрастного диапазона – от позднего протерозоя до кайнозоя (Северная Земля..., 2000).

Домезозойские осадочные, частью вулканогенно-осадочные образования представлены сложноскладчатыми метаморфизованными отложениями верхнего протерозоя, в различной степени дислоцированными отложениями нижнего и среднего палеозоя и фрагментарно сохранившимися, практически горизонтально залегающими осадками верхнего палеозоя.

Тектоническое районирование

По современным представлениям, Североземельский архипелаг является в структурно-тектоническом плане гетерогенным ансамблем, который объединяет область весьма пологих брахиформных дислокаций – палеозойское основание Северокарской плиты (о. Пионер, значительная часть о. Комсомолец, западная часть о. Октябрьской Революции) и область напряженных линейных дислокаций (восток о. Октябрьской Революции, о. Большевик, о-ва Старокадомского и М. Таймыр) на северо-восточном фланге Таймыро-Североземельской складчатой системы (Ю. Е. Погребницкий, 1971). При этом о. Большевик, сложенный терригенными отложениями позднерифейского флишoidного комплекса, является массивом, консолидированным байкальским циклом тектогенеза и впоследствии переработанным в герцинский этап активизации, сопровождавшийся гранитоидным магматизмом. На этом же этапе платформенные осадочные отложения возрастного диапазона от раннего кембрия до позднего девона в восточных частях о-вов Октябрьской Революции и Комсомолец были интенсивно дислоцированы с образованием напряженных линейных складчатых структур, сопровождавшихся надвигами.

В строении архипелага участвует несколько структурных этажей. Наиболее древний из них – докембрийский, сформированный байкальским тектогенезом, переработанный затем при герцинском активизационном тектогенезе. Надстроенный над ним второй структурный этаж, охватывающий комплекс пород от раннего кембрия до позднего девона, сформирован герцинским тектогенезом. Дислоцированные образования обоих структурных этажей, из которых докембрийские слабометаморфизованы, перекрывались с перерывом и угловым несогласием маломощными платформенными терригенными отложениями пермо-карбонového и мезозойско-кайнозойского возраста, образующими третий структурный этаж.

Соответственно в западной части архипелага – области брахиформных дислокаций – выделяются только два структурных этажа: нижний, сложенный дислоцированными и метаморфизованными породами докембрия, и верхний, представленный образованиями платформенного чехла.

Осадочные комплексы

Верхнепротерозойский байкальский комплекс. Наиболее древние в регионе верхнепротерозойские образования, представляющие собой нижний структурный этаж, широко развиты на юго-востоке архипелага и целиком слагают о-ва Большевик, М. Таймыр и Старокадомского. Строго говоря, они относятся к регионально метаморфизованным, но с учетом низкого уровня метаморфических преобразований.

Для их характеристики использована терминология, принятая при описании осадочных пород. Представлены они толщами ритмично переслаивающихся терригенных отложений — песчаников, алевролитов и аргиллитов — и на этом основании могут быть отнесены к группе терригенных флишоидных формаций. В нижней части разреза преобладают сероцветно-темноцветные породы, в верхней — зеленоцветные. По комплексу акритарх сероцветно-темноцветная толща датируется рифейским, а зеленоцветная — позднерифейско-вендским возрастом. Отложения флишоидной формации рифея слагают ядро крупной Голышевской антиклинали на юго-востоке о. Большевик, а также наблюдаются в ядрах мелких антиклиналей и тектонических клиньях преимущественно в южной половине острова. Мощность видимой части разреза отложений рифея составляет 850–950 м.

Вышележащие зеленоцветные отложения верхнерифейско-вендской флишоидной формации, слагающие большую часть о. Большевик, по составу и характеру ритмичности весьма сходны с сероцветно-темноцветными. Мощность зеленоцветных отложений позднего рифея — венда 1200–1500 м. Судя по составу и строению флишоидных толщ, накопление осадков в рифее происходило в условиях пульсационного прогибания дна морского бассейна. В конце рифея и в венде произошло некоторое обмеление бассейна, что отразилось в смене окраски пород. Слабая окатанность и состав обломочного материала осадков указывают на относительную близость источника сноса, располагающегося предположительно западнее о. Большевик.

Палеозойский герцинский комплекс. Отложения палеозоя закартированы в северо-западной и центральной частях архипелага (о-ва Октябрьской Революции, Комсомолец, Пионер и арх. Седова). Представлены они всеми отделами от нижнего кембрия до верхнего девона включительно. Вышележащие осадки верхнего карбона и перми развиты лишь фрагментарно, а нижние-среднекаменноугольные отсутствуют.

Кембрийские отложения, представленные существенно терригенными осадками, широко развиты в восточной части о. Октябрьской Революции, а также известны на юго-востоке о. Комсомолец. Характер их отношений с залегающими стратиграфически ниже отложениями верхнего протерозоя достоверно не установлен. Разрез нижнего кембрия начинается немой толщей серых разнотекстурированных кварцполевошпатовых и полимиктовых песчаников, алевролитов, гравелитов и конгломератов. Для нижней ее части нередко характерно ритмичное строение с двучленными ритмами флишоидного типа. В верхней, более грубообломочной части толщи породы переслаиваются без какой-либо закономерности. Органических остатков, позволяющих однозначно судить о возрасте толщи, не выявлено, однако она согласно перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями верхов алданского яруса нижнего кембрия, и на этом основании возраст ее условно определяется как венд-раннекембрийский или раннекембрийский. Мощность толщи более 870 м.

Вышележащие, согласно перекрывающие друг друга существенно терригенные сероцветные толщи, охарактеризованные органическими остатками нижнего, среднего и верхнего кембрия (трилобиты, а в верхах разреза и брахиоподы), сложены глинисто-алевритовыми и алеврито-песчаными отложениями. В целом для них характерно монотонно-однообразное строение с локальным во времени и пространстве проявлением ритмичности осадконакопления и фациальной неоднородности. Суммарная их мощность составляет 1450–1750 м. В общем плане кембрийские терригенные толщи могут быть отнесены к группе морских сероцветных молассоидных, частью флишоидных формаций, в составе которых выделяются нижнекембрийская — преимущественно грубообломочная и нижне-верхнекембрийская — существенно глинисто-алевритовая. Формирование их происходило в морском бассейне нормальной

солёности и умеренных глубин в условиях достаточно интенсивного прогибания морского дна, при этом область сноса располагалась не только в районе современного о. Большевик, но и значительно южнее. В отличие от рассмотренных выше терригенных флишеидных формаций позднего протерозоя кембрийские формации характеризуются лишь локальным проявлением ритмичности осадконакопления, а породы практически не несут на себе следов метаморфических преобразований. В конце позднего кембрия в регионе закончился длительный этап морского терригенного осадконакопления. Следующий этап, охватывающий промежуток времени от раннего ордовика до начала среднего девона, характеризуется накоплением осадков в условиях мелководья, в составе которых существенную роль играют карбонатные породы.

Ордовикско-среднедевонские отложения, широко развитые на о. Октябрьской Революции, юге и востоке о. Комсомолец и северо-западе о. Пионер, в целом закономерно сменяют друг друга в направлении с востока на запад по мере «омоложения». С начала ордовика отчетливо наметились две структурно-фациальные зоны: западная и восточная, различающиеся не столько составом слагающих их толщ, сколько их мощностями. Граница между ними в современном плане проходит в западной половине о. Октябрьской Революции. Наиболее значительные различия вещественного состава отложений обеих зон проявились в раннем ордовике. В восточной зоне в основании разреза ордовикских отложений залегает толща серых кварцевых песчаников с единичными прослоями туфопесчаников, полимиктовых гравелитов, конгломератов и органогенно-детритовых известняков с остатками конодонтов, брахиопод и гастропод, характерных для верхней половины раннего ордовика. Относительно ее отношений с нижележащей толщей верхнего кембрия нет единого мнения. Одни исследователи предполагают угловое и азимутальное несогласие между ними, другие – стратиграфический перерыв, осложненный местами межформационными тектоническими подвижками, что более вероятно. Мощность толщи 100–250 м. Выше залегает пестрая по составу фациально изменчивая толща пестроцветных песчаников, туфопесчаников, туфоалевролитов, мергелей, строматолитовых известняков и доломитов, вмещающая горизонты туфов, ингимбритов и покровы лав основного, среднего и кислого состава. Мощность толщи 600–1200 м. Возраст толщи установлен по остаткам брахиопод и гастропод, характерных для верхней половины раннего ордовика.

Судя по составу, в раннем ордовике в восточной зоне выделяются две формации: нижняя – карбонатно-терригенная морская мелководная и верхняя – карбонатно-терригенно-вулканогенная континентально-прибрежно-морская, накопление осадков которой происходило в прибрежной зоне мелководного моря.

В западной зоне (юго-запад о. Октябрьской Революции и юг о. Комсомолец) отложения нижнего ордовика представлены пестроцветными кварцевыми песчаниками, доломитами, реже известняками и гипсами, что позволяет отнести их к прибрежно- и лагунно-морской сульфатно-карбонатно-терригенной формации. Мощность ее оценивается здесь немногим более 250 м.

Лежащие выше отложения среднего ордовика – низов верхнего силура в обеих зонах характеризуются преимущественно карбонатным составом. Снизу вверх выделяются следующие формации: лагунно-морская сульфатно-карбонатная сероцветная (O_2), прибрежно-морская карбонатно-терригенная пестроцветная (O_3), морская мелководная карбонатная сероцветная (S_1) и лагунно-морская терригенно-карбонатная пестроцветная (S_2). Суммарная их мощность в восточной зоне 1800–2200, в западной – 700–950 м. Завершает разрез верхнего силура в восточной зоне крайне

не выдержанная по составу и мощности, локально развитая в северной части о. Октябрьской Революции красноцветная толща известковистых аргиллитов, мергелей, кварцевых алевролитов и песчаников с редкими прослоями глинистых остракодовых известняков, относящихся к карбонатно-терригенной лагунно-морской формации (S_2^3). В западной зоне отложения этого возрастного уровня отсутствуют.

Залегающие выше девонские отложения почти повсеместно с разрывом и стратиграфическим несогласием перекрывают различные горизонты верхнего силура, и лишь в северной части о. Октябрьской Революции в восточной зоне контакт нижнедевонских осадков с верхнесилурийскими красноцветами согласный. В основании их выделяется сероцветно-пестроцветная карбонатно-терригенная формация (D_1), накопление осадков которой происходило в условиях прибрежно-морского мелководья. Мощность ее в восточной зоне 520–670, в западной – 200–450 м.

Вверх по разрезу карбонатно-терригенные отложения в обеих зонах сменяются существенно карбонатными, частью гипсоносными пестроцветно-сероцветными, отвечающими по возрасту верхней половине раннего девона – началу эйфельского века среднего девона. По составу и особенностям седиментации отложения относятся к группе сульфатно-карбонатных, сульфатно-терригенно-карбонатных и терригенно-карбонатных формаций, накопление осадков которой происходило в прибрежно-морском бассейне, который периодически распадался на почти изолированные водоемы повышенной солености, при этом в начале эмского века произошло кратковременное выравнивание условий осадконакопления в обеих зонах, и лишь в это время в девоне фиксируются условия мелководного моря нормальной солености. Суммарная мощность осадков этого возрастного уровня в восточной зоне 800–1000, в западной – 60–480 м.

В начале среднего девона закончился этап существенно карбонатного осадконакопления, характеризующегося неоднократным чередованием в разрезе мелководных карбонатных, терригенно-карбонатных, сульфатно-карбонатно-терригенных и сульфатно-карбонатных формаций, отражающих периодическую смену трансгрессий и регрессий. Лежащие выше отложения среднего и верхнего девона характеризуются уже существенно терригенным составом.

Карбонатные отложения верхней половины нижнего девона – низов эйфельского яруса верхнего девона согласно перекрыты в обеих зонах мощной толщей пестроцветных, преимущественно терригенных отложений. Толща сложена олигомиктовыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, аргиллитами, реже мергелями. Для всего разреза характерны прослои кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Комплекс остатков рыб и обугленной флоры позволяет датировать толщу в восточной зоне верхней половиной эйфельского века среднего девона – франским веком позднего девона. В западной зоне осадконакопление продолжалось вплоть до начала фаменского века позднего девона. Мощность толщи в восточной зоне 1430–1500, в западной – 900–1500 м. В целом отложения толщи относятся к группе пестроцветных терригенных и карбонатно-терригенных прибрежно-морских, лагунно-морских, лагунных и лагунно-дельтовых формаций, формирование которых происходило в условиях начавшейся во второй половине девона длительной регрессии.

Отложения верхнего карбона и нижней перми распространены крайне незначительно. Они известны на севере о-вов Большевик и Октябрьской Революции, а также на северо-западном побережье о. Комсомолец, где с резким угловым и стратиграфическим несогласием субгоризонтально залегают соответственно на дислоцированных толщах рифея – венда, ордовика и девона. На о-вах Большевик и Октябрьской Революции верхнепалеозойские отложения представлены тер-

ригенной толщей серых кварцевых и полимиктовых песчаников и алевролитов, реже гравелитов, конгломератов и углистых аргиллитов, при этом обломочный материал гравелитов и конгломератов представлен исключительно местными породами. Для всего разреза характерны многочисленные остатки флоры, спор и пылцы, позволяющие считать возраст толщи позднекаменноугольно-раннепермским. Предположительная мощность толщи на о. Большевик 100, на о. Октябрьской Революции – около 30 м. На о. Комсомолец верхнепалеозойские отложения также представлены толщей полимиктовых песчаников, конгломератов и углистых аргиллитов, содержащих в низах разреза остатки брахиопод, гастропод и фораминифер, характерных, как и остатки флоры, для низов верхней перми. Мощность толщи 20–80 м. Состав рассмотренных выше верхнекаменноугольно-пермских отложений, обилие остатков фауны и наличие в грубообломочной части материала обломков лишь местных пород доказывает лагунно-континентальные, дельтово-лагунные, реже прибрежно-морские условия их формирования и позволяет отнести их к группе терригенных континентальных и прибрежно-морских формаций. Суммарная их мощность не превышает 180–700 м.

Горизонтально залегающие *мезозойско-кайнозойские отложения*, представляющие собой чехол молодой платформы, выполняют впадины между выступами складчатого основания. Строение, состав и мощность мезозойско-кайнозойских отложений обусловлены особенностью тектонических движений, их амплитудой и приуроченностью к террасам рельефа. Распространение установленных в настоящее время мезозойских и кайнозойских формаций на арх. Северная Земля показано в табл. 5. Возраст отложений установлен по находкам фауны, микрофауны, диатомо-

Таблица 5

МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ ОСТРОВОВ АРХИПЕЛАГА СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ

Возраст	Формации (для Q ₄ -фаши)	Комсомо- лец	Пионер	Октябрь- ской Рево- люции	Большевик		Малый Таймыр
					денуда- ционная равнина	при- морская равнина	
Q ₄	Континентально- морские	+++	+++	+++	+++	+++	+++
	Ледниковая, водно- ледниковая	++	++	++	++	+	—
Q ₂ –Q ₃	Морская	+++	+++	+++	—	+++	+++
	Аллювиальная	+	+	++	++	++	+
N ₁ –Q ₁	Морская	+	—	++	+	++	+
N ₁ –N ₂	Аллювиальная	—	—	+	++	+	—
N ₁	Кор выветривания	—	—	—	—	+	—
P ₃ –N ₁	Континентально- морская	+	—	—	—	+	—
P ₁ –P ₂	Кор выветривания	—	—	+	+	+++	+
K ₁	Континентальная	—	—	+	—	—	—
J ₃ –K ₁	»	—	—	+	—	+	—
J ₁ –J ₂	»	—	—	—	—	+	—

Примечание. Распространение отложений: +++ сплошное покровное; ++ прерывистое покровное; + локальное; прочерк – отсутствуют.

вых водорослей, спорово-пыльцевых комплексов, а для плейстоцена подтвержден абсолютными датировками радиоуглеродным и методом электронно-парамагнитно-резонансной спектроскопии.

На островах архипелага мезозойские отложения установлены фрагментарно на нижнем ярусе рельефа в эрозионно-тектонических впадинах, дно которых ниже современного уровня моря. Среди них выделяются три континентальные формации: 1) аллювиально-пролювиальная, нижне-среднеюрская (плинсбах, тоар – байос, бат), песчано-конгломератовая мощностью 20–30 м; 2) озерно-болотная верхнеюрская – нижнемеловая (поздневолжская – бериасская), песчано-алеврито-глинистая мощностью 30–40 м; 3) песчаная угленосная нижнемеловая (апт – альб) мощностью свыше 10 м.

Кайнозойские отложения широко распространены и слагают полигенетический чехол равнин всех ярусов рельефа. Судя по значительному числу находок перетолженных спорово-пыльцевых комплексов и морской фауны мезозоя в кайнозойских отложениях, последние возникли за счет размыва юрских и меловых осадков. На аккумулятивных приморских равнинах островов преобладают кайнозойские отложения морского и континентального (кор выветривания, озерно-болотные, аллювиальные, дельтовые) генезиса, мощность которых достигает в депрессиях 30–50 м. На абразионно-аккумулятивных ступенях равнины развиты морские, аллювиальные, ледниковые, водно-ледниковые, делювиально-коллювиальные и делювиально-солифлюкционные отложения суммарной мощностью 5–10 м. Чехол рыхлых отложений возвышенных денудационных равнин сложен элювиально-делювиальными, ледниковыми, водно-ледниковыми, реже озерно-болотными отложениями мощностью 1–3 м. Среди кайнозойских отложений выделяются следующие формации: 1) кор химического выветривания палеоцена – эоцена – глинистая, каолинит-гидрослюдистая мощностью 2–5 м; 2) олигоцен-миоценовая мощностью 10–30 м, нижняя пачка – континентальная, песчано-конгломератовая, верхняя – морская, валунно-глинистая; 3) кор химического выветривания миоцена – красноцветная глинистая монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинистая мощностью 1–3 м; 4) аллювиальная миоцена – плиоцена ожелезненных, карбонатизированных галечников мощностью 1–3 м; 5) морская трансгрессивно-регрессивная плиоцена – нижнего плейстоцена – глинисто-алевритовая с включением обломочного материала мощностью 10–15 м; 6) аллювиальная среднего – верхнего плейстоцена – валунно-песчано-галечная мощностью 5–15 м; 7) морская, трансгрессивно-регрессивная, среднего – верхнего плейстоцена – песчано-глинисто-алевритовая с включением обломочного материала мощностью 1–20 м; 8) ледниковая, водно-ледниковая среднего – верхнего плейстоцена – суглинисто-глыбово-щебнистая мощностью 2–12 м.

Современные отложения характеризуются фаціальным и литологическим разнообразием, их мощность 1–10 м. представлены они аллювиальными, дельтовыми, морскими, делювиально-солифлюкционными, делювиально-коллювиальными, элювиально-делювиальными, реже озерно-болотными образованиями. Состав современных отложений – лёссовидные суглинки, супеси, пески, гравийники, галечники, валунники, щебень, илы, алевриты, ленточные глины, торф.

Магматические комплексы

Магматические образования различного состава и возраста занимают относительно небольшую часть площади архипелага. В составе магматитов по объему резко преобладают гранитоиды, менее распространены субщелочные породы основного и

среднего состава, а также основные породы нормального ряда. Большая часть интрузий относится к гипабиссальной фации глубинности, субвулканические тела проявлены ограниченно. Возраст, а иногда и формационная принадлежность различных магматитов являются предметом дискуссий, однако на данной стадии изученности наиболее вероятным представляется выделение трех этапов их становления – раннепалеозойского, среднепалеозойского и позднеспалеозойско-мезозойского.

Раннепалеозойский комплекс. К наиболее древним из установленных магматических образований архипелага относятся магматиты раннеордовикской вулcano-плутонической ассоциации. В нее входят пачки вулcanoгенно-туффовых пород с покровами лав основного, среднего и кислого состава, являющиеся частью рассмотренной выше карбонатно-терригенно-вулcanoгенной формации нижнего ордовика, а также близкие к ним по составу и возрасту дайки, некки, силлы и штоки субщелочных габброидов и диабазов, сиенитов, трахиандезитовых порфиритов, кварцевых порфиров и субщелочных гранит-порфиров, объединенных в субщелочнобазит-сиенит-граносиенитовую формацию. Интрузии этой формации сконцентрированы в восточной половине о. Октябрьской Революции в субмеридиональной зоне, прослеживающейся более чем на 100 км. Большая часть массивов, скрытая под куполами ледников, отчетливо фиксируется в геофизических полях. На о. Большевик к этой формации относятся сходные по возрасту и составу дайки андезитовых порфиритов, дацитовых порфиров и предположительно дайки трахиандезитовых порфиритов, трахириолитовых, кварцевых порфиров и гранит-порфиров.

По петрохимическим показателям раннеордовикские магматиты относятся к лейкократовым высокоглиноземистым калиево-натриевой серии. Они характеризуются субщелочным составом. Калий-аргоновые датировки пород этой формации дают более молодой абсолютный возраст – (411 ± 32) – (456 ± 15) млн лет, что, видимо, обусловлено вторичными изменениями пород.

Среднепалеозойский комплекс. Конец среднего палеозоя является в регионе вторым этапом активизации, сопровождавшимся гранитоидным магматизмом. Именно на этом этапе произошло становление относительно крупнообъемных тел двух гранитоидных формаций – диорит-гранодиоритовой и гранит-лейкогранитовой.

Диорит-гранодиоритовая формация. Наиболее крупным является массив бухты Солнечная (южное побережье о. Большевик). Остальные массивы представляют собой не крупные штоки. По имеющимся данным, для массивов этой ранней формации предполагается многофазность внедрения (две, редко три фазы). Главная, вторая, фаза представлена кварцевыми диоритами, тоналитами и гранодиоритами. Породы ранней фазы – диориты, диоритовые порфириты и тоналитовые порфиры – отмечаются лишь в мелких телах, локализующихся по периферии массивов. К третьей, завершающей фазе условно отнесены мелкие дайки спессартитов.

Породы формации принадлежат к глиноземистым и весьма глиноземистым нормального петрохимического ряда калиево-натриевой серии с отношением Na_2O к K_2O , равным 1,4–2,7.

Гранит-лейкогранитовая формация представлена массивами Кропоткинский и Никитинский (о. Большевик), мысами Оловянный, Массивный и горами Туманные (о. Октябрьской Революции). Все они залегают вне зон развития гранитоидов диорит-гранодиоритовой формации, что затрудняет установление их возрастных отношений. Площадь их выходов на дневную поверхность обычно не превышает 10–20 км², однако, судя по ширине зон контактовых роговиков, достигающих нескольких километров, и геофизическим данным, тела очень слабоэродированные и в глубинных срезах имеют гораздо большие размеры – до 50–100 км² (массивы

Никитинский и Кропоткинский) и нескольких сот квадратных километров (массив гор Туманные). Сложены они крупнозернистыми биотитовыми гранитами, в различной степени мусковитизированными и грейзенизированными, вплоть до образования типичных мусковит-кварцевых грейзенов. Судя по химическому составу, граниты относятся к породам калиево-натриевой серии, весьма высокоглиноземистым, близким к субщелочным. Сумма щелочей варьирует от 7,5 до 8,34 %, при этом K_2O преобладает над Na_2O , отношение Na_2O/K_2O колеблется от 0,53 до 0,9, в среднем 0,75. Калий-аргоновые датировки дают разброс значений абсолютного возраста, тем не менее, более 80 % определений укладывается в интервал 285–370 млн лет. Таким образом, они отвечают этапу герцинской активизации. Учитывая имеющиеся данные и принимая во внимание близость по времени становления массивов гранитоидов обеих формаций, представляется возможным отнести диорит-гранодиоритовую формацию к раннему карбону, а гранит-лейкогранитовую считать ранне-среднекаменноугольной.

Позднепалеозойско-мезозойский комплекс. Магматиты этого комплекса представлены преимущественно дайками и силлами пород основного состава. Среди них выделяются три формации: трахидолеритовая позднепермско-раннетриасовая, габбро-долеритовая раннетриасовая и лампрофировая, датируемая поздним триасом – ранней юрой.

Основная масса даек и силлов трахидолеритов сосредоточена на о. Большевик в субмеридиональных Ахматовском и Студенинском дайковых поясах. Они установлены также на северном и восточном побережьях о. Октябрьской Революции и на северо-западе о. Комсомолец. Мощность интрузий от первых метров до 30–40 м, протяженность – от первых сот метров до 10–15 км.

Интрузии пород габбро-долеритовой формации представлены дайками, реже небольшими штоко- и пластинообразными телами долеритов, долеритовых порфиритов, плагио- и габбро-долеритов. Дайки долеритов известны в Ахматовском дайковом поясе о. Большевик, на восточном побережье о. Октябрьской Революции, юго-востоке и северо-западе о. Комсомолец. По химизму породы обеих формаций близки к траппам Ю. Таймыра и Сибирской платформы и на этом основании условно датируются соответственно позднепермско-раннетриасовым и раннетриасовым возрастом.

К лампрофировой формации отнесены немногочисленные маломощные дайки эссекситовых и мончикитовых порфиритов, известных на севере о. Большевик (район фьорда Спартак), и керсантитов, развитых на юге острова. Их возраст, соответствующий позднему триасу – ранней юре, принят условно, по аналогии с возрастом сходных по составу лампрофиров С. Таймыра. Вполне вероятно, что среди магматитов указанного этапа активизации могут присутствовать дайки мелового возраста.

История геологического развития

Данные по вещественному составу и строению осадочных комплексов показывают, что в геологической эволюции Северной Земли по традиционной терминологии отсутствует период полноценного геосинклинального развития. В позднем протерозое – венде накапливались преимущественно терригенные флишеидные толщи в пределах интракратонного трога, закрытие и инверсия которого были вызваны байкальским циклом тектогенеза. После этого Североземельский регион вступил в

длительное платформенное развитие. При этом на Северной Земле обособилась область края подвижной платформы на стыке с блоком ранней консолидации (о. Большевик). В пределах последнего осадконакопление, по-видимому, было прервано вплоть до позднего карбона включительно. К западу от него, в наиболее прогнутой части авлакогена в раннем ордовике появился этап каледонской тектоно-магматической активизации, сопровождавшийся рифтогенезом и проявлениями андезитового, щелочно-базитового и сиенитового магматизма.

Затем платформенное развитие с накоплением пестроцветных с эвапоритами толщ было прервано в начале карбона этапом герцинской тектоно-магматической активизации, сопровождавшейся переработкой байкальских структур на о. Большевик, интенсивной линейной складчатостью на о-вах Октябрьской Революции, Комсомолец и интенсивным гранитным магматизмом. Начиная с позднего карбона платформенное осадконакопление возобновилось, а последующие этапы активизации не оказали существенного влияния на ранее сформированный структурный план архипелага.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ОБЛАСТИ ПРОГИБАНИЯ

Геолого-геофизическая изученность

К настоящему времени акватория большей части Баренцева (включая Печорское) моря характеризуется наиболее высоким уровнем изученности среди морей российской Арктики. Северные же (к северу от 78° с. ш.) области Баренцева моря и северная часть Карского моря охвачены лишь гравимагнитными съемками и редкой системой сейсмических профилей МОВ ОГТ.

Планомерное изучение Баренцева и Печорского морей началось в 60-е годы, когда здесь силами организаций Мингео СССР (НИИГА, НИМГЭ и ОМГР ВНИИГеофизики, НПО «Севморгео», МАГЭ) были проведены комплексные геолого-геофизические исследования региональной направленности, включающие гравиразведку по региональным профилям – геотраверсам, МОВ ЦЛ и МОВ ОГТ, КМПВ, ГСЗ, набортную и аэромагниторазведку, а также геологическую съемку морского дна, грунтовое опробование, экологические и геохимические исследования. В этот же период были отработаны первые сейсмические профили в южной части Печорского моря в нефтегазопроисловых целях.

После передачи в 1978 г. нефтегазопроисловых работ на континентальном шельфе СССР в ведение Мингазпрома СССР происходит заметное увеличение объемов сейсморазведочных работ, существенно улучшается их техническое оснащение, возрастает качество сейсмических материалов и глубина их интерпретации. Основные объемы сейсморазведки выполняются трестом «Севморнефтегеофизика», а также МАГЭ. Наряду с региональными работами, нарастающим темпом ведутся поисковые и детальные сейсморазведочные исследования. Наибольший объем сейсморазведки был выполнен в 1990 г. – 38307 пог. км. В последнее десятилетие начата отработка региональных геотраверсов методом широкоугольного глубинного сейсмического профилирования (ШГСП), позволяющим выявить главные особенности строения земной коры на всю ее мощность (МАГЭ–ВНИИОкеангеология).

В итоге региональных исследований были установлены мощность, достигающая 18–20 км, и основные черты строения осадочного чехла, выявлены главные структурные элементы шельфа, охарактеризованы их отношения.

С распадом СССР в новых экономических условиях госбюджетное финансирование Россией морских геологоразведочных работ стало стремительно сокращаться, что привело к практической остановке изучения шельфа. В 1996 г. в Печорском море было отработано лишь 2092 пог. км сейсмопрофилей по заказу РАО «Газпром». В 1996–1997 гг. трест «Севморгеофизика» по заказу АО «Росшельф» впервые на российском континентальном шельфе начал сейсморазведочные исследования 3D на Приразломном и Варандейском месторождениях. В 1998 г. ГНПУП «Севморгео» совместно с «Севморнефтегеофизика» выполнило уникальные исследования по технологии 3D в зоне прибрежного мелководья между наземным месторождением Варандей и месторождением Варандей-море суммарным объемом 437 пог. км.

Всего по состоянию на 01.01.1999 г. на шельфах Баренцева и Печорского морей выполнено 333,3 тыс. пог. км сейсмических профилей 2D, в том числе региональных – 81, поисковых – 165, детальных и детализационных – около 87 тыс. пог. км (рис. 44). Были выявлены 93 локальные структуры (Баренцево море – 39, Печорское – 54), из которых 27 объектов суммарной площадью около 2500 км² было подготовлено к глубокому бурению (9 – в Баренцевом и 18 – в Печорском морях).

В истолковании результатов геофизических исследований важную роль сыграли материалы опорно-параметрического бурения на арктических островах (арх. Шпицберген, арх. Земля Франца-Иосифа, о. Колгуев), выполненного Арктической нефтегазоразведочной экспедицией (АНГРЭ) Мингео СССР, начиная со второй половины 1970-х годов. На арх. Земля Франца-Иосифа были пробурены три скважины глубиной до 3526 м, две из которых вскрыли разрез мезозойских осадочных отложений, а одна достигла протерозойского складчатого фундамента. Скважины дали первую реальную информацию о строении осадочного чехла Баренцевоморской провинции и выявили блоковое строение северной окраины шельфа. Семь параметрических и ряд поисковых скважин пройдены на о. Колгуев. Наиболее глубокая из них (4740 м) вошла в отложения кембрия (?) – ордовика. В процессе параметрического бурения на острове было открыто Песчаноозерское месторождение, а впоследствии при поисковом бурении – Ижимка-Гаркское нефтяное.

Непосредственно на акватории глубокое бурение осуществляется с 1981 г. Буровые работы велись на 22 площадях, в том числе в Баренцевом на 14 и в Печорском на 8. Начато бурение 43 скважин, закончено строительство 33, ликвидированы по техническим причинам 4, из-за отсутствия средств для продолжения буровых работ 6 скважин законсервировано. Общий объем бурения составил 127,3 тыс. м, в том числе в Баренцевом море 90,6 и Печорском 36,6 тыс. м (Маловицкий и др., 1998).

Геофизическими и буровыми работами было установлено, что в разрезе осадочного чехла в Баренцевом и Печорском морях выделяются три главных комплекса: палеозойский терригенно-карбонатный и терригенные верхнепермско-триасовый и юрско-меловой. Из десяти открытых на 01.01.1999 г. месторождений углеводородов к карбонатным коллекторам нижнепермско-каменноугольных отложений приурочены нефтяные залежи на месторождениях Приразломное, Северо-Варандейское (Варандей-море) и Медыньское-море, газоконденсатные – на Поморском и Северо-Гуляевском месторождениях. В пермских терригенных отложениях открыта нефтяная залежь на Северо-Гуляевском месторождении, а к триасовым отложениям приурочена залежь сухого газа на Мурманском и Северо-Кильдинском месторождениях. Наиболее крупные по запасам газовые и газоконденсатные залежи приурочены к юрским отложениям на Лудловском, Штокмановском и Ледовом месторождениях в центральной части Баренцева моря.

Начиная с 1981 г. на акватории развернуты инженерно-геологические исследования, в ходе которых подготовлено 97 площадок для строительства нефтегазописковых скважин (для постановки и эксплуатации буровых судов, полупогружных и самоподъемных буровых установок). Проведены инженерные изыскания под ледостойкие платформы на Приразломной и Варандейской структурах и под три варианта трассы продуктопровода «Штокмановское газоконденсатное месторождение – п-ов Териберка».

Правительство Российской Федерации распоряжением от 6 апреля 1992 г. № 656-р создало акционерное общество по освоению нефтегазовых ресурсов континентального шельфа (АО «Росшельф») с целью обеспечения эффективного использования научно-технического и производственного потенциалов оборонных отраслей промышленности, высвобождающихся в процессе конверсии, решения актуальных государственных проблем разведки и освоения нефтяных и газовых месторождений континентального шельфа с применением экологически безопасных технологий и с учетом экономических и морских стратегических интересов России.

Указом Президента России от 30 ноября 1992 г. № 1517 АО «Росшельф» дано исключительное право на разработку Штокмановского газоконденсатного и Приразломного нефтяного месторождений. Предполагается, что Приразломное месторождение войдет в эксплуатацию в 2004–2005 гг., а добыча газа на Штокмановском месторождении начнется, по-видимому, не ранее 2009 г.

Сделанные открытия и выполненные оценки ресурсов углеводородов Баренцева моря (с Печорским и севером Карского) показали, что в Западно-Арктическом секторе континентального шельфа России выявлена новая крупнейшая газонефтеносная провинция (отмечено Государственной премией РФ за 1995 г.). Однако общий уровень ее геолого-геофизической изученности остается очень низким: средняя плотность сейсмических профилей около 0,3, а на наиболее изученных участках шельфа – около 1 км/км²; одна скважина приходится на 27,7 тыс. км² перспективной площади и т. д. В итоге не получил должной оценки ряд перспективных комплексов осадочного чехла и районов шельфа, низка эффективность выявления малоамплитудных структур, а главное – общая степень разведанности начальных извлекаемых ресурсов углеводородов в целом составляет всего 10,5 % (газ – 11, нефть – 0,4 %).

Наименее обоснованы представления о геологическом строении и углеводородном потенциале районов Баренцева и Карского морей севернее 78° с. ш., где отработана лишь редкая сеть сейсмических профилей (расстояние между профилями от 25 до 150, обычно 50–70 км), и плотность сейсмической изученности составляет около 0,02 пог. км/км².

Представление о фундаменте

Схема районирования разновозрастного фундамента Баренцево-Карского региона представлена на рис. 45. При ее подготовке использованы детальные модели тектонической эволюции прибрежной суши и островов, результаты районирования потенциальных геофизических полей, истолкования многочисленных и достаточно информативных сейсмических профилей и построения глубинных геолого-геофизических разрезов по опорным трансектам.

Из рис. 45 следует, что в рассматриваемом регионе выделяются крупные области с рифейско-раннепалеозойской (доордовикской) и реже дорифейской консоли-

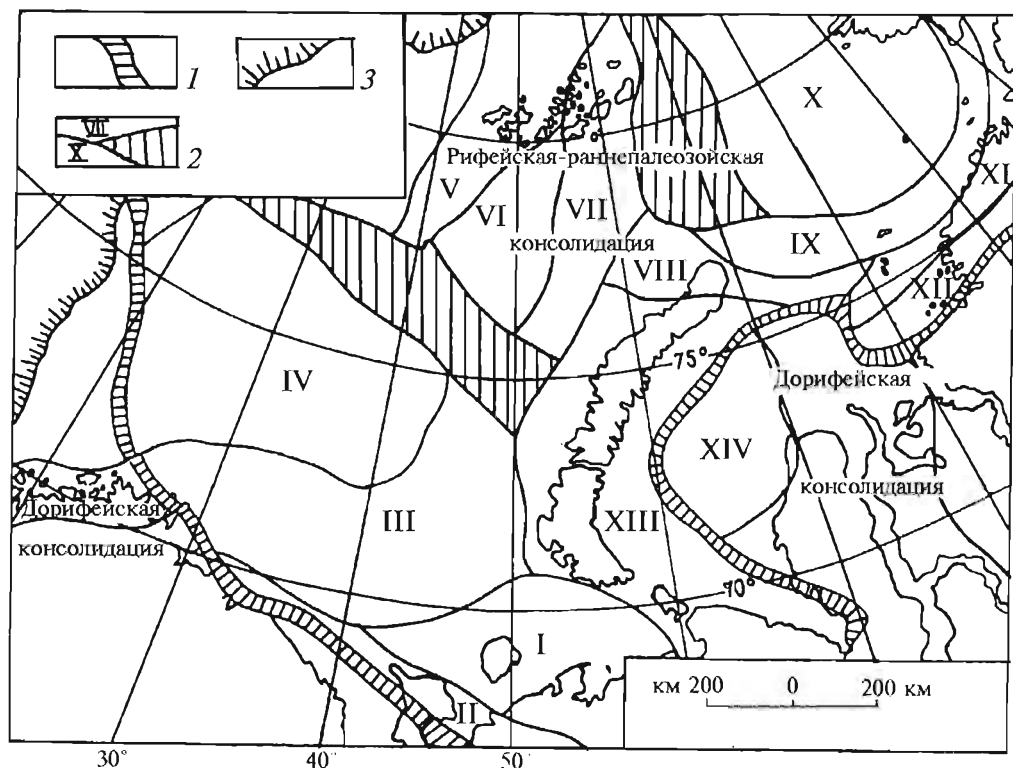


Рис. 45. Схема районирования фундамента Баренцево-Карского региона (Опыт тектонического..., 1997, с дополнениями).

1 – граница областей разновозрастной консолидации фундамента; 2 – границы и номера блоков фундамента и межблоковые пограничные зоны; 3 – бровка шельфа.

дацией фундамента. В свою очередь там намечены отдельные блоки и своеобразные долгоживущие ослабленные линейные зоны. Последние представляют собой широкие зоны деформаций, сформировавшиеся в ходе длительной эволюции вследствие вариаций регионального поля напряжений и сопутствующих преобразований геодинамической обстановки вдоль границ жестких блоков.

В пределах Баренцево-Северокарского бассейна с преимущественно рифейско-раннепалеозойской консолидацией фундамента обособляются следующие блоки, различающиеся возрастом и интенсивностью наложенных преобразований, а также особенностями, унаследованными от более ранней истории их развития (римские цифры соответствуют показанным на рис. 45):

1. Тимано-Печорский, характеризующийся сочетанием погруженных (до глубины 8–10 км) позднебайкальских складчатых сооружений и фрагментов дорифейского кристаллического основания, которые в девонское время подверглись рифтогенезу с платобазальтовым магматизмом.

II. Канино-Варангерский байкальской консолидации (возраст орогенного гранитоидного магматизма оценивается в 680 млн лет (Костюхин, Степаненко, 1987) с мощностью осадочного чехла до 1–3 км, деструктурированный в позднем девоне, что выражено интенсивным базитовым магматизмом.

III. Южно-Баренцевский, погруженный с раннего либо среднего палеозоя и характеризующийся отсутствующим либо сильно утоненным гранито-метаморфическим слоем (мощность палеозойско-мезозойского чехла оценивается здесь по геофизическим данным в 18–20 км).

IV. Централно-Баренцевский, предположительно дорифейской консолидации, с мощностью осадочного чехла около 4 км.

V. Сравнительно приподнятый (с мощностью осадочного чехла до 3–4 км) блок Земли Франца-Иосифа байкальской консолидации, затронутый позже процессами конструктивного позднекаледонского тектогенеза, а затем (в позднем мезозое) охваченный деструктивными преобразованиями, которые сопровождаются проявлениями базитового магматизма.

VI. Блок поднятия Персея с континентальной корой, сформированной, вероятнее всего, еще в дорифейское время, и мощностью осадочного чехла до 5–10 км;

VII. Северо-Баренцевский, характеризующийся погруженной (до глубины 12 км) со среднепалеозойского времени утоненной корой.

VIII. Приподнятый (с мощностью осадочного чехла до 4 км) блок Северо-Сибирского порога, консолидированный в допалеозойское (по-видимому, в дорифейское) время и затронутый процессами позднепалеозойско-раннемезозойской складчатости.

IX. Высокоподнятый блок о. Большевик с дорифейским фундаментом, переработанным складчатыми процессами в позднем протерозое, а также частично в позднепалеозойское время, и представленный метаосадочными породами зеленосланцевой фации метаморфизма.

X. Северо-Карский дорифейской консолидации, перекрытый осадками мощностью до 8 км и испытавший складчатость, маркированную среднекаменноугольным гранитоидным магматизмом.

XI. Северо-Таймырский гетерогенного строения, включающий обнажающиеся на дневной поверхности фрагменты дорифейской консолидации, которые представлены породами амфиболитовой фации метаморфизма, и реликты позднепротерозойской коры океанического, переходного – возраст плагиогранитов 720–740 млн лет (Верниковский, 1995) – и континентального типов, подвергшиеся в позднем палеозое складчатости и гранитогенезу, возрастом 360–264 млн лет (Vernikovsky, 1997).

XII. Быррангский утоненной дорифейской коры, включенный в позднепалеозойский передовой прогиб, где проявились пермо-триасовый базитовый магматизм, а затем раннекеммерийские (предюрские) складчатые процессы со слабым гранитогенезом.

XIII. Новоземельский позднедокембрийский, подвергшийся в среднем – позднем девоне рифтогенезу с базитовым вулканизмом, а затем утолщенный в результате раннекеммерийской складчатости и гранитогенеза (180–240 млн лет).

XIV. Южно-Карский дорифейской консолидации с участками отсутствия либо сильного его утонения, включающий, вероятно, фрагменты позднепалеозойских складчатых сооружений, а в конце перми – начале триаса испытавший интенсивный рифтогенез, сопровождавшийся трапповым магматизмом.

Наличие перечисленных разновозрастных, разноподвижных, занимающих различное гипсометрическое положение блоков в фундаменте Баренцево-Северокарского бассейна оказало определяющее влияние на развитие седиментационных бассейнов региона.

Тектоническое районирование

Как единая структура Баренцево-Северокарский седиментационный бассейн выступает лишь по верхним горизонтам осадочного чехла.

По структурным особенностям, характеру распределения мощностей, глубинному строению в пределах Баренцево-Северокарского бассейна выделяются следующие региональные тектонические элементы: Свальбардская плита, Баренцевоморский мегапрогиб, Печорская плита, Балтийский щит, Северо-Карская плита (рис. 46).

Свальбардская плита

Свальбардская плита занимает северо-западную часть Баренцева моря. Имеет гренвилльский (1 млрд лет) возраст фундамента, установленный на Северо-Восточной Земле арх. Свальбард. Самая западная часть плиты имеет каледонское складчатое основание. Условно область распространения девонских грабен, прослеживающихся на Шпицбергене и на Западно-Шпицбергенском шельфе, принимается нами за граничную область распространения каледонид.

По стратиграфической полноте и мощности отложений чехла в составе Свальбардской плиты выделяются надпорядковые тектонические элементы: Шпицбергенская антеклиза, Медвежинско-Надеждинская региональная ступень, синеклиза Бьярмеланд, поднятие Земли Франца-Иосифа, западная окраина Свальбардской плиты.

Шпицбергенская антеклиза объединяет территорию арх. Свальбард с прилегающими фьордами и проливами. Состоит из нескольких поднятий.

Нижнепалеозойско-силурийский комплекс Шпицбергенской антеклизы относится к платформенному только в восточной части архипелага (Эджинская скважина). В западной части архипелага предполагается развитие складчатых структур шпицбергенских каледонид. Девонский структурный комплекс локализован в пределах «девонского» грабена 3. Шпицбергена. Грабен является главенствующим тектоническим элементом этой части архипелага. Он имеет субмеридиональное простирание, ограничен с запада и востока выступами докембрийских складчато-метаморфических образований и перекрыт каменноугольно-пермскими породами на юге архипелага. Амплитуда прогибания в грабене оценивается в 5–8 км и постепенно уменьшается в южном направлении.

Шпицбергенская антеклиза, особенно ее западная часть, является областью активных альпийских дислокаций, отражающих многоэтапность развития процессов альпийского тектогенеза на западной окраине Баренцевского шельфа и близлежащего океана.

Медвежинско-Надеждинская региональная ступень выделяется к югу от Шпицбергенской антеклизы и объединяет целый ряд поднятий и прогибов. Существенное влияние на строение ступени и стратиграфическую полноту разрезов оказал поздне-мезозойско-кайнозойский аплифт, величина которого в пределах ступени максимально возможная (до 3000 м) по всей Свальбардской плите. Уничтоженными оказались меловые и юрские отложения. Кровля нижнепермских карбонатов в пределах ступени отмечается на глубине от –500 м в западной и северной части, увеличиваясь по направлению к Баренцевскому мегапрогибу до –3000...–8000 м. Кровля неразмытых юрских отложений фиксируется на глубине от 0 до 1500 м.

На севере ступень осложняется наложенным кайнозойским грабенообразным прогибом Франц-Виктория (250×125 км²), приуроченным к древнему тектоническому

шву, прогиб имеет наложенный характер и наиболее отчетливо выражен по отложениям мезозоя. Амплитуда сбросов, ограничивающих прогиб, достигает 500 м.

Восточная часть ступени осложнена положительными структурами и разделяющими их седловинами. Выделяются (км²) поднятия: Центральной банки – 400×175, Южно-Персеевское – 375×100, мегавал Пинегина – 275×100, поднятие Персея 175×100, вал Виктории – 150×45, выступ о. Белый – 175×40 и седловины: Северо-Персеевская – 90×50, Малыгинская – 200×100, Медвежинская – 160×50, а также прогиб – 90×30 и впадина Короля Карла – 150×110.

Ранее в состав обширного Центральнобаренцевского поднятия включались практически все поднятия восточного борта Свальбардской плиты (227, 229, 230, 240, 241, 242, 258, 260), которые оконтуривались единой изогипсой –1,0 км по ОГВ (кровля юры). В состав единого Центральнобаренцевского поднятия включались также седловины и прогибы, разграничивающие поднятия, валы и выступы. По более глубоким горизонталам осадочного чехла поднятия не выглядело единой структурой. По горизонтам перми оно трансформируется в асимметричную структуру, полого погружающуюся в юго-восточном направлении. Фундамент залегает в целом на глубине 4,5–9,0 км.

Результаты сейсмических исследований, проводимых с 1988 г., показали необходимость выделения самостоятельных элементов первого порядка из состава единого Центральнобаренцевского поднятия.

Наиболее крупными являются мегавал Пинегина, поднятия Южно-Персеевское и Персея и Центральной банки.

Мегавал Пинегина – хорошо выраженное приразломное поднятие с амплитудой 1,2–1,5 км. По верхним горизонтам осадочного чехла (мел) поверхность вала постепенно выполаживается. Уменьшение амплитуды поднятия связано с нижнемеловым размывом и несогласием, роль которого возрастает в северо-восточном направлении. В поперечном профиле мегавал характеризуется ясно выраженной асимметрией. Юго-восточное крыло вала более крутое, чем северо-западное, и осложнено большим количеством нарушений сбросового типа. Амплитуда смещения по разлому достигает 1,0 км.

Южно-Персеевское поднятие (375×100 км²) характеризуется поднятием фундамента, сложенного предположительно метаморфическими докембрийскими породами, до глубины 45–55 км. В рельефе дна поднятие выражено одноименной банкой, а в геологическом строении – выходами пермских и триасовых пород на поверхность дна. В целом разрез осадочного чехла представлен отложениями от девона до юры. Малыгинская терраса (200×100 км²) является структурой второго порядка, выделяемой в юго-восточной части Южно-Персеевского поднятия.

Поднятия Персея – 175×100 и Центральной банки – 400×175 км² характеризуются строением, аналогичным Южно-Персеевскому. Поднятие Центральной банки включает в себя вал Эдохльма (175×75 км²), являющийся наиболее приподнятой частью поднятия, и Ферсмановскую террасу (150–25×150 км²).

Прогиб Ольги, по данным МОГТ, – соленосная структура. Возраст соленосных отложений приблизительно средне-позднекаменноугольно-реннепермский. Такой возраст предполагается в связи с тем, что на о. Эдж скважиной вскрыты гипсо-ангидритовые отложения того же возраста.

Общая мощность отложений в прогибе Ольги достигает 12–13 км. Предполагается, что в прогибе развиты следующие осадочные комплексы: кембрийско-силурийский карбонатно-терригенный, девонско-нижнекаменноугольный терригенный, среднекаменноугольно-нижнепермский сульфатно-карбонатный, верхнепермский крем-

нисто-карбонатный и мезозойский терригенный. В разрезе осадочного чехла предполагается присутствие пластовых интрузий и даек триасового и мелового возраста. Строение прогиба определяется системой разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания. Амплитуды сбросов по бортам прогиба достигают 1,0–1,5 км. Во внутренней части отмечается серия многочисленных малоамплитудных нарушений. Нарушения в целом затрагивают преимущественно два нижних сейсмостратиграфических комплекса (ордовик-силурийский и девон-раннекаменноугольный), за счет которых и происходит резкое увеличение мощности осадочного выполнения прогиба. Повышенные в целом мощности триасово-юрского и мелового – кайнозойского терригенных комплексов свидетельствуют об унаследованном погружении в мезозое и кайнозое. Выделенные диапировые структуры тяготеют к бортовым, приразломным частям прогиба.

По южному ограничению Медвежинско-Надеждинской ступени выделены элементы первого порядка: поднятия Стаппенбанкен – 200×75 и Гардарбанкен – 150×75 , впадина Серкапп – 175×75 км². Структуры имеют западное простирание, приобретенное структурами в результате позднемезозойско-кайнозойского апlifта.

Поднятие Стаппенбанкен (Медвежинское) характеризуется развитием платформенных формаций (рифейских, ордовикских, верхнедевонско-каменноугольных, пермско-триасовых) общей мощностью 2,8–2,9 км.

Поднятие Гардарбанкен формировалось с карбона по средний триас. Новейший апlifт привел к значительному поднятию и уничтожению большей части юрских и более молодых отложений.

Впадина Серкапп характеризуется мощностью осадочного чехла более 8 км, в том числе триасовой толщи – около 5 км. Палеозойский осадочный чехол начинается в пределах впадины нижнекаменноугольными или девонскими отложениями. Триасовый период характеризуется максимальными скоростями погружения дна бассейна. Контур прогиба по подошве триаса смещены к югу. В пределах впадины предполагается развитие только небольших мощностей юрских отложений. Впадина сопряжена в плане с поднятиями Стаппенбанкен и Гардарбанкен.

Надпорядковый элемент – синеклиза Бьярмеланд (700×325 км²) – выделяется на самом юге Свальбардской плиты. Синеклиза развивалась как стабильный элемент с позднекаменноугольного времени с активно погружающимися впадинами (Нордкапская и Хаммерфест). Наибольшие мощности в целом были накоплены в позднем триасе, с этим же временем связаны наибольшие скорости погружения дна бассейна. Третичный апlifт привел в северной части синеклизы к выходу на поверхность дна триасовых отложений и к значительному несогласию в основании четвертичных отложений (Шульгина, Михайлов, 1979; Dipvik et al., 1998).

Кровля нижнепермских карбонатов в пределах ступени отмечается на глубине от –3000 м, увеличиваясь к центральной части до –8000 м. Кровля юрских отложений фиксируется на глубине от –500 до –4000 м.

Впадина Хаммерфест (160×90 км²) ограничена в бортовых частях разломами сбросового типа. Разнонаправленными разломами осложняется также центральная часть впадины. Впадина делится разломной зоной Trollfjord – Komaglev на западную и восточную части. Глубина поверхности фундамента составляет 6–7 км. Инверсия по большинству разломов происходила с позднеюрского по раннемеловое время и с позднего мела до эоцена. В раннемеловое время отмечается интенсивное погружение по всем разломам, выделяемым во впадине.

Поднятие Лоппа (210×100 км²) расположено в северо-западной части синеклизы. Поднятие приобрело свои современные очертания в результате позднемезозой-

ско-третичного апплифта, хотя отдельные периоды тектонической активности фиксируются в районе поднятия в девонское время. С ладинского по келловейское время поднятие было частью регионального прогиба платформы, включающего впадину Хаммерфест и прилегающий к ней район. В течение большей части мелового периода поднятие Лоппа представляло собой остров. Оно было перекрыто палеогеновыми глинами, большая часть которых была эродирована в позднетретичное время.

Нордкапский прогиб имеет размеры $425 \times 175 \text{ км}^2$. Фундамент, залегающий на глубине 5–6 км в бортовых частях и на 13–16 км в осевой части прогиба, подвергся глубокой переработке в течение нескольких фаз рифтогенеза. Возраст фундамента, по-видимому, изменяется от каледонского и байкальского в юго-западной части до карельского и готско-гренвилльского в его северо-восточной части. По геофизическим данным, предполагается развитие аномальной субокеанической коры.

Самый глубокопрослеживаемый отражающий горизонт приурочен к подошве верхнедевонских отложений. По нему прогиб имеет асимметричное строение. Бортовые зоны прогиба осложнены серией малоамплитудных сбросов, наиболее четко выраженных в дотриасовом и средне-верхнеюрском комплексах.

Стратиграфический диапазон осадочного чехла изменяется от девона до палеогена в западной части и от нижнего палеозоя до мела в восточной. В разрезе осадочного чехла выделяются терригенно-галогеменная формация позднего девона – раннего карбона, карбонатно-эвапоритовая формация карбона – ранней перми и терригенная формация поздней перми, мезозоя и кайнозоя. Начало формирования Нордкапского прогиба относится к допозднедевонскому времени и соответствует времени активного рифтогенеза на востоке Баренцева моря (Dipvik et al., 1998; Talbot et al., 1993).

Нордкинская ступень ($160 \times 100 \text{ км}^2$) и выделяемая в ее составе депрессия Тидле ($125 \times 90 \text{ км}^2$) представляют собой Варангерскую ветвь Нордкапского прогиба. Простирающиеся ступени и депрессии резко отличаются от простирающихся Нордкапского прогиба. Предполагается, что заложение прогиба происходило в среднем – позднем девоне при заложении по литрическим разломам Южно-Баренцевской впадины. В современном структурном плане между Нордкапским прогибом и депрессией Тидле существует разделяющая седловина. Фундамент представлен карелидами, существенно переработанными в байкальскую и более поздние фазы тектогенеза. Глубина залегания фундамента в восточной части составляет 8–9, в западной – 12–14 км. Осадочный чехол включает отложения от палеозоя до мела включительно. В строении осадочного чехла депрессии Тидле, а также Нордкапского прогиба существенную роль играют соляные купола, развитие которых приурочено к осевым частям прогиба, и соляные подушки на бортах прогибов. В Нордкапском прогибе выделены четыре крупных соляных штока, самый крупный из которых – Октябрьский – имеет высоту около 4 км. Оба прогиба, начиная с позднего палеозоя, развивались в виде единой рифтогенной структуры с тройным сочленением в области их пересечения.

Демидовская седловина ($230 \times 125 \text{ км}^2$) выделена в верхнепалеозойско-мезозойском комплексе осадочного чехла. Можно предположить некоторую общность развития Демидовской седловины и Нордкапского прогиба на отдельных этапах геологической истории. В пределах Демидовской седловины возможно развитие соленосных образований в виде подушек.

Свод Федынского ($250 \times 180 \text{ км}^2$) входит в состав синеклизы Бьярмеланд и разделяет на юге Баренцева моря осадочные бассейны западного и восточного секторов моря. Фундамент поднимается до глубины 4–5 км и образован крупным добайкальским блоком, наиболее поднятая часть которого выделяется как поднятие

Федынского. Поднятие находит отражение в рельефе дна в виде выхода на дно пород триасового возраста.

Стратиграфический диапазон чехла изменяется от среднего палеозоя до триаса в центральной части свода Федынского и от венда до юры – мела на склонах. Наиболее рельефно свод выражен по палеозойскому осадочному комплексу.

Западно-Кольская седловина ($125 \times 100 \text{ км}^2$) осложнена локальными поднятиями, объединенными в Финмаркенский вал ($125 \times 20 \text{ км}^2$). В самой погруженной части вала расположена Северо-Кильдинская структура, к которой приурочено одноименное газовое месторождение.

Надпорядковый тектонический элемент – поднятие Земли Франца-Иосифа представляет собой выступ фундамента, а по подошве юрско-мелового комплекса имеет в плане изометричную конфигурацию ($300 \times 200 \text{ км}^2$). Юго-восточный склон сложен породами юрского комплекса, в котором заметны складки протяженностью около 10 км с углами наклона крыльев до $3-4^\circ$. Выше по разрезу со слабопроявленным угловым несогласием залегает толща мелового возраста, углы падения постепенно выполаживаются в южном направлении.

Переходная зона между Свальбардской плитой и Норвежско-Гренландским океаническим бассейном в изучаемом регионе выделена в западную окраину Свальбардской плиты. Характерной особенностью западной окраины плиты является развитие мощного клина кайнозойских отложений, залегающих на обрушенных блоках фундамента и формирующих аккумулятивный рельеф шельфа и континентального склона. Как элемент первого порядка в составе западной окраины нами выделена Западная разломная зона (шириной до 50 км), представляющая собой сложную систему разломов в основном сбросового типа и связанных с ними ступеней и отдельных блоков.

Баренцевоморский мегапрогиб

Баренцевоморский мегапрогиб представляет собой прогнессивную мегадепрессию ($1600 \times 600 \text{ км}^2$), окаймляющую с запада Новоземельскую складчатую систему (Бондарев и др., 1985).

В пределах Баренцевского мегапрогиба гренвилльский фундамент глубоко переработан, а в осевой части, по-видимому, замещен корой субокеанического типа.

Границы мегапрогиба контролируются разломными (иногда флексурными) зонами, отделяющими его от Новоземельской складчатой системы, Печорской плиты и Свальбардской плиты. Мегапрогиб включает в себя надпорядковые тектонические элементы Южно- и Северо-Баренцевской синеклиз, Штокмановско-Лунинского и Альбановско-Горбовского порогов и синеклизы Св. Анны.

Мегапрогиб характеризуется значительным увеличением мощности осадочного чехла – до 19–20 км. Осадочный чехол делится на следующие структурные ярусы: доверхнедевонский, верхнедевонско-нижнепермский, нижнепермско-триасовый, юрский и мел-кайнозойский (Арктика, 2000; Баренцевская..., 1988; Батулин, Юнов, 1987; Параметрические скважины..., 1988; Осадочный чехол..., 1989; Нефтегазоносные рифогенные..., 1993; Верба, 1995; Верба и др., 1986; Винниковский и др., 1993; Виноградов, Иванова, 1987; Грамберг, Супруненко, 1994а, б, 1997; Грамберг и др., 1985, 1993; Иванова, 1992; Объяснительная..., 1996; Преображенская и др., 1985, 1988, 1993, 1995; Повышева, Устрицкий, 1988, 1996; Пчелина, 1972–1994; Ронкина, Данюшевская, 1988; Ронкина и др., 1985; Соболев и др., 1985; Таныгин, 1995; Ус-

трицкий, 1981; Устинов, 1997; Федоровский и др., 1990; Шипелькевич, 1993; Юнов, 1993). Отложения нижних структурных ярусов (доверхнедевонского, верхнедевонско-нижнепермского) на большей части прогиба погружены на глубину более 7 км и имеет мощность более 5 км. Нижнепермско-триасовый структурный ярус характеризуется резким нарастанием мощности отложений от 6 км на бортах прогиба до 12 км к центру мегапрогиба. Формирование мегапрогиба сопровождалось интенсивным трапповым триасовым, а позднее меловым магматизмом.

Южно-Баренцевская синеклиза ($500 \times 400 \text{ км}^2$) наиболее отчетливо выделяется из состава прогиба по юрско-меловым отложениям. Она представляет собой обширную ($600 \times 650 \text{ км}^2$) впадину относительно простого строения. В ее составе выделяются внутренняя, наиболее прогнутая часть (Арктическая впадина), а также система ступеней и моноклиналей.

Арктическая впадина ($200 \times 100 \text{ км}^2$) характеризуется максимальными глубинами залегания всех осадочных комплексов, выделенных в осадочном чехле. Глубина залегания поверхности каменноугольно-нижнепермских карбонатов превышает 13 км, а отметка кровли юрских отложений достигает здесь - 2500...-2800 м.

По морфологическим признакам выделены тектонические элементы первого порядка: Мурманско-Куренцовская моноклираль, состоящая из элементов второго порядка Мурманской и Куренцовской моноклиналей; Андреевско-Северомурманская ступень, состоящая из Северо-Мурманской и Андреевской ступеней, и Северо-Надеждинско-Туломская ступень, состоящая из Северо-Надеждинской и Туломской ступеней, а также Бритвинская ступень, в пределах которых кровля юрских отложений погружается от 1000 в бортовых частях до -2000 м по направлению к Арктической впадине.

Северо-Баренцевская синеклиза ($375 \times 150 \text{ км}^2$) характеризуется значительными мощностями осадочного чехла (до 17 км). Мощность верхнепермско-триасовых отложений достигает 12–13, а юрско-меловых 2,5 км. В разрезе мезозойского комплекса, по геофизическим данным, предполагается развитие пластовых интрузий.

В пределах синеклизы выделены Северная впадина ($375 \times 100 \text{ км}^2$), приуроченная к наиболее прогнутой части синеклизы, и Восточно-Пинегинская ступень ($175 \times 60 \text{ км}^2$), осложняющая западный борт синеклизы.

Штокмановско-Лунинский порог ($475 \times 175 \text{ км}^2$) является крупной поперечной структурой, разделяющей Южно- и Северо-Баренцевскую синеклизы. Наиболее отчетливо выражен как обособленная структура по юрско-меловым отложениям. Порог образован обособленными выступами и разделяющими их депрессиями с глубинами залегания кровли юрских отложений от -2300 до -1200 м. В составе порога выделяются седловины Штокмановско-Ледовая - 300×50 , Лудловская - 175×60 , Лунинская - $250 \times 75 \text{ км}^2$. Седловины разделены между собой Северо-Штокмановской - 250×75 и Южно-Лунинской - $150 \times 40 \text{ км}^2$ депрессиями. По кровле юрских отложений превышение седловин над впадинами составляет более 500 м.

Альбановско-Горбовский порог ($175-400 \times 375 \text{ км}^2$) выделяется между Северо-Баренцевской синеклизой и синеклизой Св. Анны. Порог состоит из Альбановской - 175×200 , Горбовской - 225×50 седловин и Северо-Новоземельской впадины - $200-75 \times 175 \text{ км}^2$. Вильчевская ступень ($325-175 \times 160 \text{ км}^2$), примыкающая с юга к поднятию Земли Франца-Иосифа, включена в состав порога условно. Порог в целом изучен относительно слабо.

Геофизические данные позволяют предполагать мощность юрско-кайнозойских отложений до 1,5, а триасовых до 2,5–4,0 км. Общая мощность осадочного чехла в пределах Альбановско-Горбовского порога составляет около 10 км и сопоставима с

мощностями Штокмановско-Лунинского порога. Наиболее сложным представляется строение Вильчевской ступени. Ступень осложняется многочисленными флексурами, валообразными поднятиями и прогибами. Значительную роль в строении ступени играют крупные сбросы и сбросо-сдвиги северо-восточного и северо-западного простирания. Наиболее отчетливо они устанавливаются в пермо-триасовых отложениях.

Синеклиза Св. Анны ($325 \times 200 \text{ км}^2$) приурочена к древнему тектоническому шву. Является секущим элементом по отношению к структурам континентального шельфа. Отделена от Вильчевской ступени крупными тектоническими нарушениями, прослеживающимися практически во всем осадочном чехле. Прогиб имеет наложенный характер и отчетливо выражен по отложениям мезозоя. Кровля триаса прослежена в осевой части на глубине 2,5–2,9 км. Мощность всего юрского комплекса оценивается в 300–500 м, на бортах прогиба по сейсмическим данным фиксируется размыв юрских отложений. Для прогиба характерны малые мощности кайнозойских образований.

Печорская плита

Печорская эпибайкальская плита находится на крайнем северо-востоке Восточно-Европейской платформы и наращивает эпикарельскую Русскую плиту. Западной и юго-западной границей Печорской плиты является Западно-Тиманский краевой шов. Восточным ограничением Печорской плиты служат передовые складки Урала и Пай-Хоя. На юге Западно-Тиманский шов примыкает к Западно-Уральскому надвику и образует так называемый Урало-Тиманский стык. Северная граница Печорской плиты проводится по северной границе Печороморской впадины, в пределах которой тектонические элементы Печорской плиты постепенно теряют свои морфологические особенности.

Структура осадочного чехла, сложившаяся к настоящему времени, является результатом определенной стадийности тектонического развития, синхронной эволюции Уральской геосинклинали. Для Урала установлены три основных цикла развития:

- каледонский (незавершенный), герцинский завершённый и продолжающийся мезо-кайнозойский. Последовательная смена тектонических режимов отмечается в разрезе осадочного чехла плиты структурными этажами и подэтажами и разделяющими их несогласиями. Отложения каледонского цикла представляют собой один нижне-среднеордовикский – нижнедевонский этаж, сложенный преимущественно карбонатными отложениями;

- формации герцинского цикла образуют завершённый цикл, состоящий из трех стадий геологического развития, которым отвечают три структурных этажа. Нижний этаж – терригенные отложения среднего девона – нижнего франа и терригенно-карбонатные среднего франа – турне с рифами. Средний этаж начинается угленосно-терригенными отложениями нижнего – среднего визе, а основной объем составляют карбонатные породы каменноугольного возраста. Верхний этаж состоит из орогенных формаций, представленных флишем, сероцветной молассой, солями и угленосными отложениями, красноцветной и континентальной молассой в Предуральском прогибе. На остальной территории плиты верхний этаж представлен карбонатными, эвапоритовыми и красноцветными осадками;

- мезозойско-кайнозойскому циклу соответствует образование среднелюрско-мелового и неоген-четвертичного этажей.

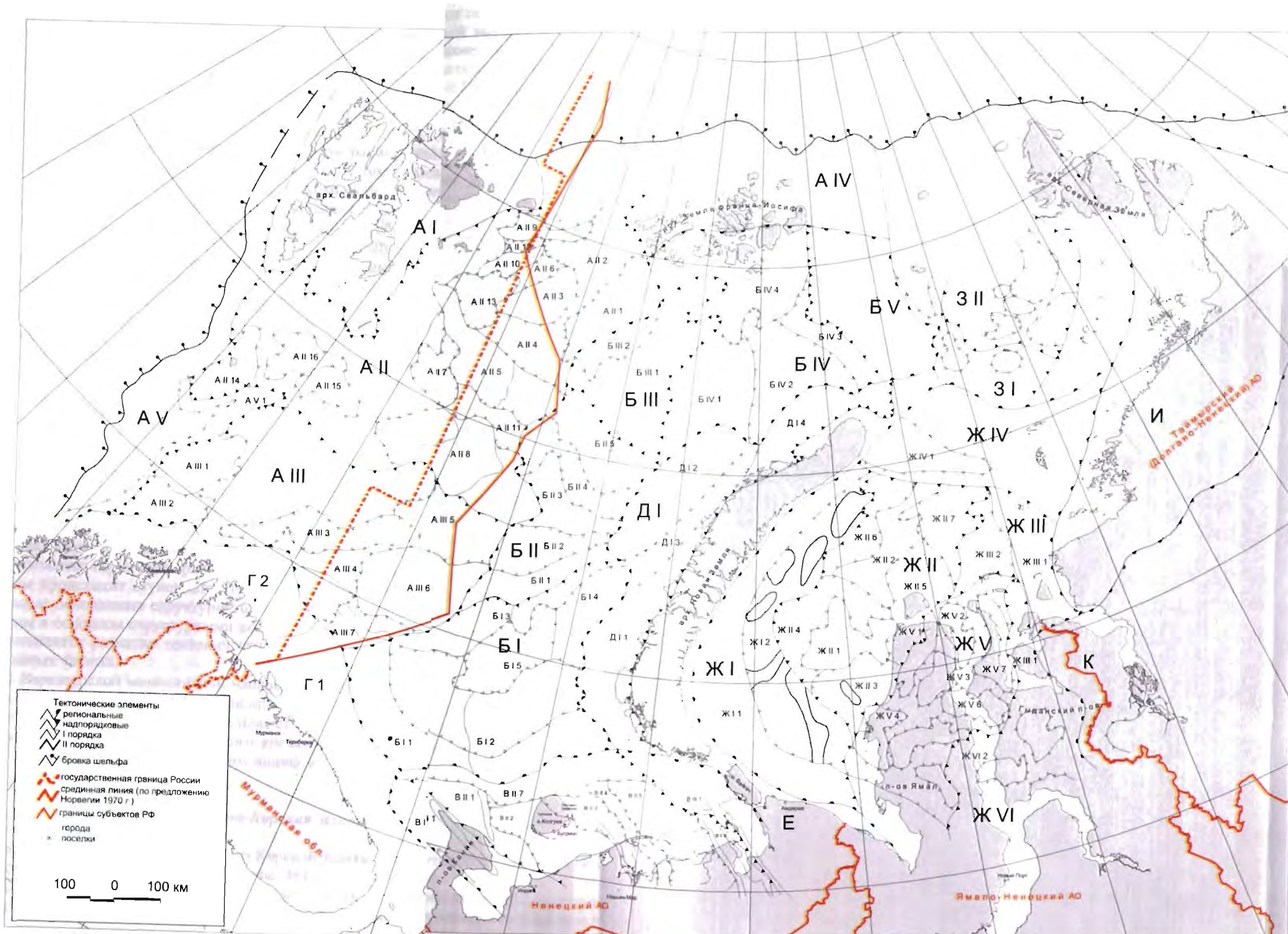


Рис. 46. Схема тектонического районирования Баренцево-Карского региона.

Свальбардская плита: А I – Шпицбергенская антеклиза; А II – Медвежинско-Надеждинская ступень (А II 1 – мегавал Пинегина, А II 2 – прогиб Франц-Виктория, А II 3 – поднятие Персея, А II 4 – Малыгинская седловина, А II 5 – Южно-Персеевское поднятие, А II 6 – Северо-Персеевская седловина, А II 7 – прогиб Ольги, А II 8 – поднятие Центральной банки, А II 9 – выступ о. Белый, А II 10 – вал Викторини, А II 11 – Медвежинская седловина, А II 12 – прогиб Короля Карла, А II 13 – впадина Короля Карла, А II 14 – поднятие Стаппенбанкен; А II 15 – поднятие Гарларбанкен, А II 16 – впадина Серкапп); А III – синеклиза Бьярмеланд (А III 1 – поднятие Лоппа, А III 2 – впадина Хаммерфест, А III 3 – Нордкапский прогиб, А III 4 – Нордкинская ступень, А III 5 – Демидовская седловина, А III 6 – свод Федынского, А III 7 – Западно-Кольская седловина); А IV – поднятие Земли Франца-Иосифа; А V – западная окраина Свальбардской плиты (А V 1 – Западная разломная зона). **Баренцевоморский мегапрогиб:** Б I – Южно-Баренцевская синеклиза (Б I 1 – Мурманско-Куренцовская моноклинали, Б I 2 – Андреевско-Северомурманская ступень, Б I 3 – Бритвинская ступень, Б I 4 – Арктическая впадина); Б II – Штокмановско-Луниинский порог (Б II 1 – Штокмановско-Ледовая седловина, Б II 2 – Северо-Штокмановская депрессия, Б II 3 – Лудловская седловина, Б II 4 – Южно-Луниинский прогиб, Б II 5 – Луниинская седловина); Б III – Северо-Баренцевская синеклиза (Б III 1 – Северная впадина, Б III 2 – Восточно-Пинегинская ступень); Б IV – Альбановско-Горбовский порог (Б IV 1 – седловина Альбанова, Б IV 2 – Северо-Новоземельская впадина, Б IV 3 – Горбовская седловина, Б IV 4 – Вильчевская ступень); Б V – синеклиза Св. Анны. **Печорская плита:** В I – Тиманский кряж (В I 1 – Канино-Северотиманский мегавал); В II – Печорская синеклиза (В II 1 – Коргинская ступень, В II 2 – Малоземельско-Колгуевская моноклинали, В II 3 – Денисовский прогиб, В II 4 – Колвинский мегавал, В II 5 – Хорейверский прогиб, В II 6 – Варандей-Адзвинская структурная зона, В II 7 – Северо-Печорская моноклинали); В III – Предуральско-Пайхойский краевой прогиб (В III 1 – Кортаихинский прогиб). **Балтийский щит:** Г I – Кольская моноклинали; Г 2 – Финмаркенская моноклинали. **Новоземельская складчатая система:** Д I – Предновоземельская структурная область (Д I 1 – Гусиноземельская ступень, Д I 2 – мегавал Адмиралтейства, Д I 3 – прогиб Седова, Д I 4 – ступень Желания). **Е – Пайхойская складчатая система.** **Западно-Сибирская плита:** Ж I – Западно-Карская структурная зона (Ж I 1 – Вайгач-Новоземельская моноклинали, Ж I 2 – Западно-Карская терраса); Ж II – Южно-Карская синеклиза (Ж II 1 – Ленинградский свод, Ж II 2 – Скураговская зона поднятий, Ж II 3 – Пахучанский прогиб, Ж II 4 – Ноябрьский прогиб, Ж II 5 – Белоостровский прогиб, Ж II 6 – прогиб Благополучия, Ж II 7 – Свердловский прогиб); Ж III – Восточно-Карская структурная зона (Ж III 1 – Притаймырская моноклинали, Ж III 2 – Восточно-Карская терраса); Ж IV – Северо-Сибирский порог (Ж IV 1 – Северный гемивал); Ж V – Пайхойско-Таймырская региональная мегаседловина (Ж V 1 – Северо-Ямалский мегавал, Ж V 2 – Преображенский мегавал, Ж V 3 – Средне-Ямалский мегавал, Ж V 4 – Харасвейско-Крузенштерновский мегавал, Ж V 5 – Бованенковский мегавал, Ж V 6 – Тамбейский мегавал, Ж V 7 – Юрацкий мегавал, Ж V 8 – Нурминский мегавал); Ж VI – Надым-Тазовская синеклиза (Ж VI 1 – Гыданский свод, Ж VI 2 – Геофизический свод). **Северо-Карская плита:** З I – Центрально-Карская гряда; З II – Восточно-Карский мегапрогиб. **И – Таймырско-Североземельская складчатая система.** **К – Енисей-Хатангский прогиб.**

Тектоническое районирование Печорской плиты проводится по общему характеру дислокации и формационных особенностей структурных этажей каледонско-герцинского тектогенеза, а также с учетом внутреннего строения фундамента и его современной морфологии. Два верхних структурных этажа платформенного чехла (среднеюрско-меловой и неоген-четвертичный) принадлежат к наложенной Печорской синеклизе.

С запада на восток в составе Печорской плиты выделены надпорядковые тектонические элементы: Тиманский кряж, Печорская синеклиза, Предуральско-Пайхойский краевой прогиб.

Тиманский кряж рассматривается в качестве раннего авлакогена, инверсировавшего в заключительные фазы раннебайкальского тектогенеза. Движения каледонского и герцинского циклов тектогенеза и, возможно, киммерийской фазы привели к образованию Канино-Северотиманского мегавала. Мегавал находится между двумя ветвями Восточно-Тиманского разлома. В своде вала обнажаются отложения рифея.

Валы Тиманской гряды (Канинский вал, горст Лудоватый) разделены синклинальными структурами, обычно с пологими западными и оборванными разрывными нарушениями восточными крыльями (Меснинская депрессия). Погружение фундамента в синклиналих достигает 2 км.

В составе Печорской синклизы с запада на восток выделяются тектонические элементы первого порядка – Коргинская ступень, Малоземельско-Колгуевская моноклинали, Денисовский прогиб, Колвинский мегавал, Хорейверский прогиб, Варандей-Адзвинская структурная зона, Северо-Печорская моноклинали.

Балтийский щит

В составе северного склона Балтийского щита в пределах карты выделены Кольская – (400×125) и Варангерская моноклинали (550×75 км²). Моноклинали представляют собой области относительно пологого залегания осадочной толщи. Общее погружение пород – на северо-восток в пределах Кольской моноклинали и на север в пределах Варангерской моноклинали. Палеозойские отложения Кольской моноклинали осложняет серия субпараллельных разломов северо-западного простирания, по которым происходит ступенчатое погружение палеозойских отложений до 5–7 км. Локальные осложнения структурного плана верхнего терригенного комплекса представлены в основном структурными носами, ориентированными вкрест простиранию. Предполагается развитие тектонически экранированных ловушек в отдельных изолированных блоках.

В Варангерской моноклинали направление разломов меняется на запад-северо-западное. На большей части моноклинали предполагается наличие каледонского складчатого фундамента. Относительно стабильный этап в развитии моноклинали отмечается с позднекаменноугольного времени. Северный наклон является результатом в большей степени третичного апlifта.

Северо-Карская плита

Основными структурами Северо-Карской плиты являются Восточно-Карский прогиб и Центрально-Карская гряда (рис. 46).

Восточно-Карский мегапрогиб включает в себя целый ряд поднятий, седловин и прогибов, прослеживаемых по всем горизонтам. В прогибах мощность осадочного

чехла достигает 14–16, на поднятиях она уменьшается до 4–5 км. Подавляющая часть разрезов сложена верхнепротерозойскими – среднепалеозойскими отложениями. Мощность верхнего палеозоя – мезозоя не превышает 2,5–3 км.

В наиболее погруженной восточной половине мегапрогиба выделены прогибы Уединения и Присевероземельский. Последний, имеющий субмеридиональное простирание, граничит с Североземельским выступом. Максимальная глубина залегания более 14 км. Борты его разбиты нарушениями на отдельные блоки. Наклон на западном борту составляет около 300, на восточном – 130 м/км.

Прогиб Уединения субширотного простирания погружен до 16 км. Борты его наклонены от 120 м/км по северному борту до 600 м/км по южному. Прогиб Уединения отделен от Присевероземельского седловиной, в пределах которой фундамент погружен менее чем на 10 км. По кровле терригенно-карбонатного комплекса среднего палеозоя прогиб не глубже 2–2,5 км.

Прогиб Седова в центральной части Восточно-Карского мегапрогиба вытянут с северо-запада на юго-восток и погружен на 10 км. Наклон бортов по фундаменту достигает 500 м/км. От Присевероземельского прогиба отделен крупным поднятием Наливкина, имеющим амплитуду более 1000 м при длине 70×25 км. В своде поднятия фундамент залегает на глубине 4 км.

Северо-западная часть Восточно-Карского мегапрогиба представляет собой наклоненную на восток террасу (примерно от 4 до 6 км). На настоящей стадии изученности в пределах террасы выделяется поднятие Куренцова, вытянутое с северо-запада на юго-восток на 40 км при ширине до 15 км. Амплитуда его, вероятно, не превышает 500 м.

С запада и юго-запада Восточно-Карский мегапрогиб обрамлен Центрально-Карской грядой, ширина которой колеблется от 10 до 100 км.

Структура состоит из цепочки крупных поднятий с юга на север – Уединения, Скалистое и Визе. Последнее не замкнуто (вероятно, из-за недостаточной изученности). В сводах поднятий фундамент выступает до 1,5–2 км, главным образом за счет выпадения из разреза ниже-среднепалеозойских отложений (как это имеет место в Нагурской скважине).

Пайхойская и Новоземельская складчатые системы

Современная структура Пайхойско-Новоземельского складчатого пояса сформировалась в результате раннекиммерийского тектогенеза. В основании системы в южной части, включающей Пай-Хой, о-ва Вайгач, Южный и большую часть о. Северный Новой Земли, лежит комплекс позднерифейско-вендского возраста, складчатость которого сформирована позднебайкальским тектогенезом. Северная часть включает в себя единый позднерифейско-раннемезозойский мегакомплекс, залегающий на раннепротерозойско-раннерифейском кристаллическом фундаменте (Кораго и др., 1993).

Предновоземельская структурная область как надпорядковый тектонический элемент выделяется в составе региональной Новоземельской складчатой системы. Область протянулась вдоль арх. Новая Земля не менее чем на 1000 км и является по своему положению зоной сочленения Новоземельского складчатого пояса с Баренцевским мегапрогибом. От Новоземельского орогена структурная область отделена крупными взбросами и взбросо-надвигами, амплитуда которых достигает более 1,5 км, а от Баренцевского мегапрогиба – сбросами. Мощность осадочного чехла

в пределах структурной области составляет 5–12 км. В районе Адмиралтейского вала ($375 \times 110 \text{ км}^2$) отмечаются минимальные мощности, а в районах прогиба Седова – (400×50) и Гусиноземельской ступени – ($400 \times 110 \text{ км}^2$) – максимальные.

Для отложений палеозоя – триаса Предновоземельской структурной области характерно развитие многочисленных уступов, ступеней и круглых флексур, наличие валообразных замкнутых и полузамкнутых поднятий. Часто встречаются приразломные структуры, тектонически экранированные ловушки, а также структуры, образованные сбросо-надвигами. Наиболее широко подобные объекты развиты в пределах Гусиноземельской ступени и ступени Желания ($375 \times 90 \text{ км}^2$). Мощность этого комплекса минимальна на мегавале Адмиралтейства (3 км), а в среднем достигает 5–7 км.

Юрско-меловые отложения отсутствуют на большей части области в связи с их размывом в кайнозое. На западных участках области сохранившиеся от размыва юрские отложения залегают на размытой поверхности триаса. Мощность юрских отложений изменяется от 0 до 1,2 км.

Вал Адмиралтейства занимает особое положение в пределах Предновоземельской области. Сводовую часть вала осложняют крупные (более 1000 км^2 площади) высокоамплитудные (более 500 м) поднятия Крестовое, Пахтусовское и Адмиралтейское.

Плитные комплексы

В пределах Баренцево-Северокарского седиментационного бассейна мощность осадочного чехла достигает 18–20 км и, возможно, более. Однако, как уже упоминалось, для непосредственного изучения образования чехла доступны преимущественно по периферии бассейна на арктических островах и побережье и в немногочисленных морских поисково-разведочных скважинах. Большинство морских скважин находится в южной части Баренцевоморского шельфа, включая Печорское море, а севернее 77° с. ш. морские скважины отсутствуют. Очень неравномерна и плотность сейсмических наблюдений МОВ ОГТ – максимальной плотностью характеризуются акватория Печорского моря, где непосредственно прослеживаются нефтегазоносные структуры, площадь Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции и отдельные участки более северных районов шельфа Баренцева моря. Наименьшей плотностью сейсмопрофилей характеризуются акватория шельфа севернее 78° с. ш. и северная часть Карского моря. Поэтому для большей части Баренцево-Северокарского бассейна осадочный чехол может быть расчленен лишь достаточно грубо на три крупных литолого-стратиграфических комплекса: нижнепалеозойский – нижнепермский терригенно-карбонатный, верхнепермско-триасовый терригенный и терригенный же юрско-меловой.

Нижнепалеозойский – нижнепермский терригенно-карбонатный комплекс

По сейсмическим данным, комплекс распространен на всей площади Баренцева моря при мощности от 1–2 до 5, а иногда достигающей 10–12 км. Глубина залегания кровли комплекса также меняется в очень широких пределах – от нескольких сот метров до 10–13 км.

Подоймой комплекса служит подошва осадочного чехла, выделяемая на сейсмических разрезах как акустический фундамент. Кровлей комплекса является поверхность несогласия, которая была сформирована около 260 млн лет назад и выра-

жена отражающим горизонтом (ОГ) Ia. Нижнюю венд(?)–раннепалеозойскую часть комплекса по сейсмическим данным обычно расчленить не удастся. Лишь в структурно приподнятых областях шельфа в ней удастся выделить несколько локальных ОГ, а в наиболее изученных из них произвести литолого-стратиграфическое расчленение этой части разреза. В частности, на субаквальном продолжении Тимано-Печорской НГП в южной части Баренцевоморского шельфа (Печорское море) достаточно надежно выделяются (снизу вверх):

- ордовикские существенно терригенные образования с карбонатной толщей в верхней части. В основании карбонатной толщи – поверхность несогласия. Кровля карбонатов соответствует ОГ V₂;

- силурийские карбонатно-терригенные отложения, в их кровле выделяется ОГ IV;

- ниже-среднедевонские преимущественно терригенные отложения, залегающие между ОГ IV и III₂. Для этой части разреза характерна сильная изменчивость мощности и распространения. Нижнедевонские сульфатно-терригенно-карбонатные образования тяготеют преимущественно к грабен-рифтам, где их мощность достигает 1–2 км. К кровле нижнего девона приурочен ОГ III₁, которому соответствует региональный перерыв. Среднедевонские отложения представлены песчаниками и алевролитами с пластами пелловых туфов в верхней части. ОГ III₂ в кровле среднедевонских отложений соответствует эрозионному несогласию, отражающему длительный период тектонической перестройки;

- верхнедевонская карбонатная толща (верхний фран – фамен), залегающая между ОГ III₂ и II;

- каменноугольная карбонатно-эвапоритовая толща, кровле которой соответствует ОГ I–II;

- пермская карбонатная толща, развитая повсеместно в южной части Баренцевоморского шельфа. Судя по сейсмическим данным, возраст ОГ Ia в кровле пермских карбонатов меняется от раннепермского на субаквальном продолжении Тимано-Печорской провинции до позднепермского в пределах Кольско-Канинской моноклинали и в более западных районах Баренцевоморского шельфа. В норвежском секторе позднепермский возраст горизонта подтвержден результатами бурения на так называемой платформе Финнмарк (Ivanova, 1997). Пример сейсмического профиля на субаквальном продолжении Тимано-Печорской провинции и его интерпретации приведен на рис. 47, где показаны рифовые образования, характерные для интервалов разреза, сложенных карбонатами, в том числе и для прикровельной части рассматриваемого раннепалеозойского – раннепермского комплекса.

В отличие от Тимано-Печорской плиты и других крупных положительных структур шельфа, в глубокопогруженных депрессиях шельфа – Южно- и Северо-Баренцевских впадинах – возможности расчленения осадочного чехла, по сейсмическим данным, резко снижаются. В этих районах не только не удастся выполнить столь же подробный, как в Печорском море, сеймостратиграфический анализ, но и затруднительна передача границ основных сеймостратиграфических комплексов с Печорского шельфа в эти депрессионные зоны, что отмечалось большинством интерпретаторов сейсморазведочных данных. Из всех подразделений палеозойского терригенно-карбонатного комплекса на субаквальном продолжении Тимано-Печорской провинции в северные районы Баренцевоморского шельфа удастся проследить лишь верхнее, верхнедевонско-нижнепермское, в котором для региональной корреляции доступна лишь два ОГ: II₂ – нижний карбон и Ia – нижняя пермь, кровля комплекса (рис. 47), которые А. Ю. Юнов (Baturin et al., 1991) связывает с регрессивными фазами относительного изменения уровня Мирового океана, имевшими место 360 и 260 млн лет

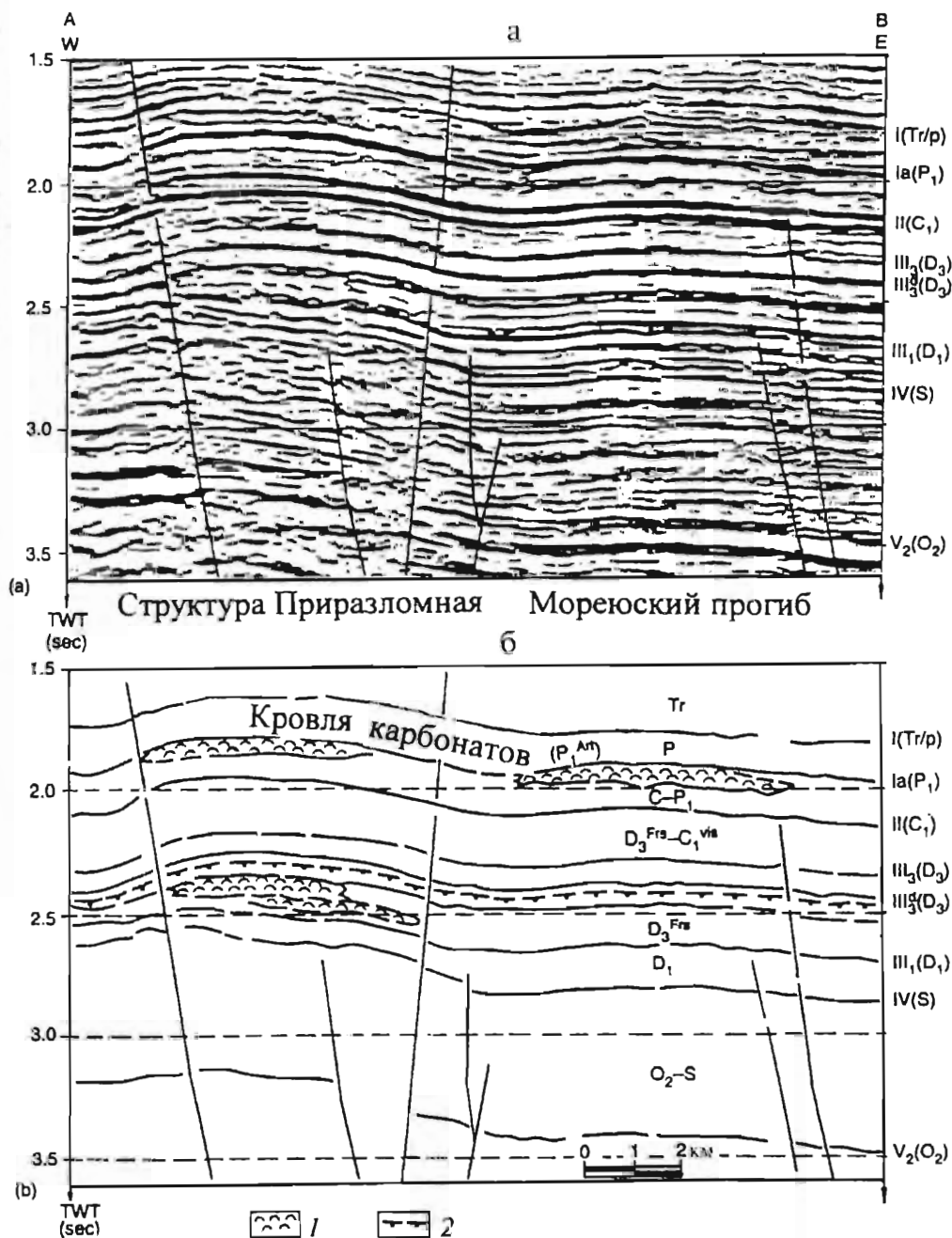


Рис. 47. Сейсмопрофиль СТ-103 «Севотим» (а) и его интерпретация (б) с выделением рифов позднекаменноугольно-раннепермского и позднедевонского возраста в Варандей-Адзьянской структурной зоне восточной части Печорского шельфа (Ivanova, 1997).

1 – риф, 2 – нефтематеринская порода (домашниковая фация).

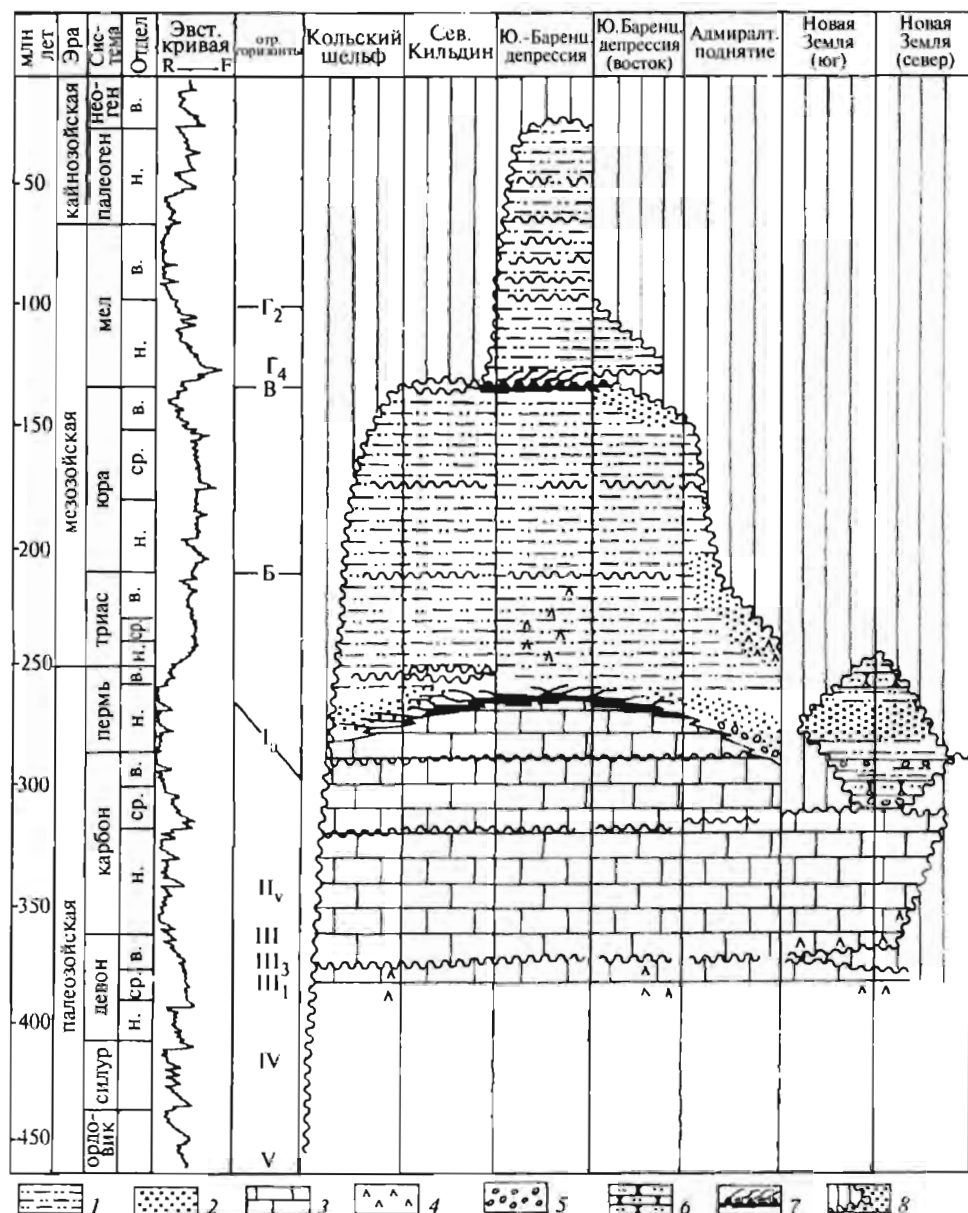


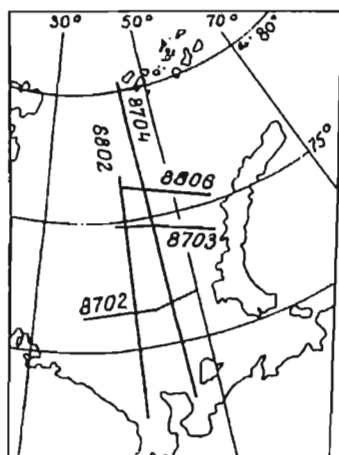
Рис. 48. Сопоставление литостратиграфии и отражающих сейсмических горизонтов Баренцева моря (Baturin et al., 1991).

1 – глина, аргиллит; 2 – песчаник; 3 – известняк; 4 – вулканиты (потоки, дайки и сидлы); 5 – конгломерат; 6 – алевролит; 7 – клиноформы; 8 – несогласия и перерывы.

назад соответственно. Мощность этих отложений составляет до 500 м на палеоподнятиях, увеличиваясь, по-видимому, до 4 км в Южно-Баренцевской впадине.

Сейсмопрофили (рис. 48, 49) А. Ю. Юнова (1991) дают общее представление о строении и изменениях отдельных интервалов осадочного чехла в пределах Баренцевоморского шельфа. Обращает на себя внимание широкое распространение маг-

Рис. 49. Интерпретированные сейсмопрофили через Баренцевоморский шельф (по А. Ю. Юнову, 1991).



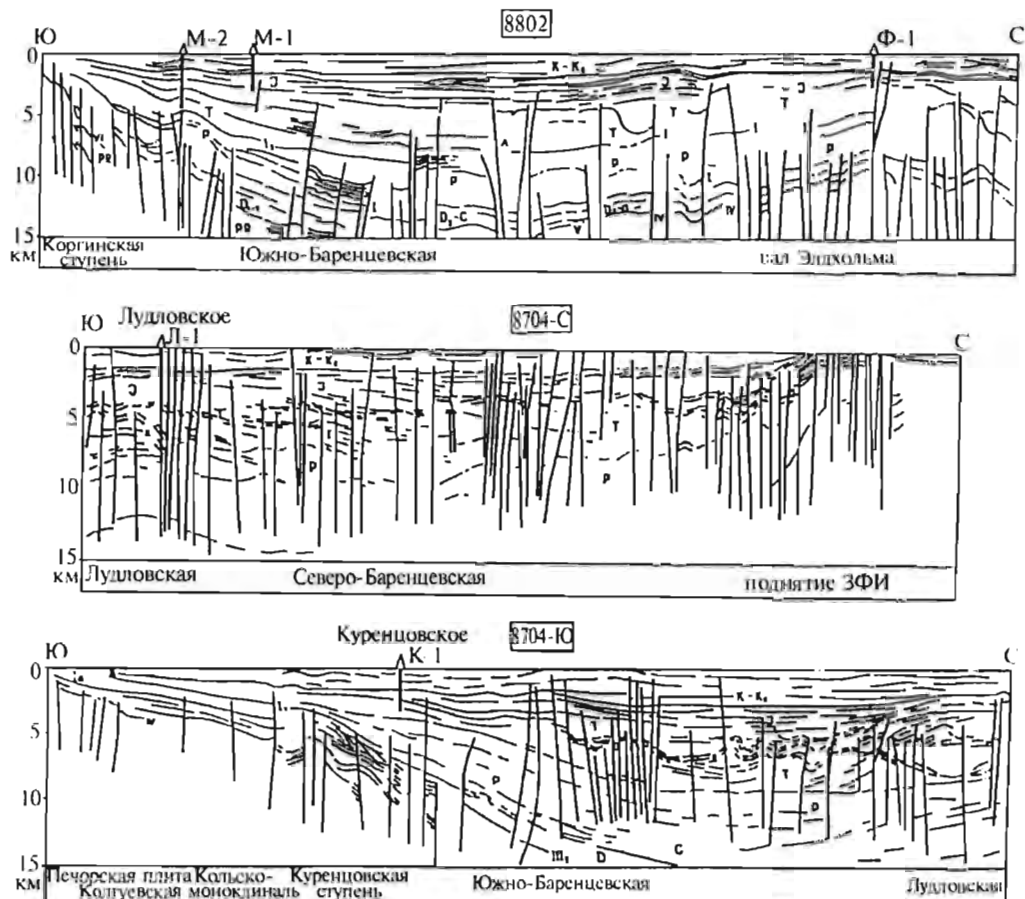


Рис. 49. Окончание.

матических образований (утолщенные отражающие площади) в триасово-юрских отложениях. Учитывая, что отражающий горизонт, как правило, формируется в сменяющих друг друга по латерали седиментационных обстановках и, следовательно, из его характеристик (амплитуда, частота и др.), можно получить палеофациальную интерпретацию. Ю. В. Шипелькевич (1997) выполнил сейсмофациальную интерпретацию верхней части верхнедевонско-нижнепермского интервала разреза. Были выделены два сейсмофациальных типа записи. Для первого характерны высокоамплитудные, относительно протяженные отражения, которые обычно соответствуют акустически контрастному переслаиванию карбонатных и терригенных слоев. Это карбонатный сейсмофациальный тип записи. Второй тип записи, который интерпретируется как преимущественно терригенный, представлен слабоамплитудными, не выдержанными по простиранию отражениями, типичными для плохосортированных терригенных слоев, близких по литологической характеристике.

Устанавливается приуроченность «терригенного» типа записи к палеодепрессиям, а «карбонатных» сейсмофаций — к областям долгоживущих поднятий, таких как Печорская плита, Кольская моноклинали, Центрально-Баренцевская и Адмиралтейское.

Верхнепермско-триасовый терригенный комплекс

Верхнепермско-триасовый рифтогенный комплекс осадков (второй структурный этаж) является основным, заполняющим прогибы Баренцевоморского региона. В волновом поле в комплексе выделяются следующие отражающие горизонты: 1 (А) – кровля верхней перми, А1 – кровля нижнего триаса, А2 – кровля среднего триаса, Б – кровля верхнего триаса. Максимальная мощность комплекса в Баренцевоморском мегапрогибе 10–12 км, на остальной площади мощность составляет 2–6 км. Отложения комплекса изучены в обнажениях на о-вах Медвежий, Зап. Шпицберген, Эдж, на арх. Новая Земля, а также глубокими параметрическими и поисковыми скважинами на о-вах Колгуев, Эдж, арх. Земля Франца-Иосифа и непосредственно на акватории Баренцева моря на структурах Северо-Мурманская, Мурманская, Куренцовская, Северо-Кильдинская, Арктическая, Лудловская, Адмиралтейская, Крестовая.

Верхнепермские образования представляют собой регрессивную часть крупного верхнепалеозойского цикла, сложенную в низах морскими, преимущественно глинистыми, известковистыми и кремнистыми породами, а в верхах – прибрежно-морскими и паралически-угленосными толщами глинисто-алеврито-песчаного состава. В верхах местами присутствует туфогенный материал основного состава. В разрезе выделяются три цикла второго порядка, примерно совпадающие с тремя ярусами (уфимским, казанским, татарским), имеющими также трансгрессивно-регрессивное строение. Такое строение толщи характерно в основном для юго-восточной и частично восточной части региона, где происходили постоянный привнос терригенного материала и компенсированное осадконакопление. К западу и северо-западу преобладает недокомпенсированное осадконакопление, особенно в начале верхней перми, часто отмечаются перерывы, размывы и переотложение осадков в период раннетриасовой трансгрессии. На арх. Земля Франца-Иосифа пермские отложения вообще отсутствуют.

На о. Колгуев верхнепермские отложения (410–750 м) – это в основном терригенные породы с редкими прослоями известняков и глинисто-кремнистых пород. Вверх по разрезу растет содержание песчаных пород. Нижняя часть (уфимская 220–290 м) сложена сероцветными аргиллитами, реже алевролитами и песчаниками с преобладанием глинистых и известковисто-глинистых пород в нижней части. Встречаются прослой темно-серых мергелей и известняков, наполненных мшанками. В основании разреза регионально прослежена пачка зелено-серых грубосортированных песчаников полимиктового состава. Возраст установлен по брахиоподам, мшанкам, фораминиферам, комплексу миоспор. Казанская – татарская часть разреза (190–460 м) представлена циклично переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками с прослоями органогенных известняков, кремнисто-терригенных пород, спонголитов. Пласты песчаников достигают нескольких десятков метров. В верхах разреза присутствуют прослой углистых пород и каменного угля.

На западе и северо-западе региона верхнепермские отложения представлены неполно. Нередко они полностью или частично уничтожены предтриасовым размывом.

На валу Адмиралтейства скв. Адмиралтейская-1 вскрыта в инт. 3695–3320 м толща аргиллитов с редкими прослоями глинистых алевролитов, иногда обогащенных углистым детритом. По фауне возраст толщи определен как позднепермский (уфимско-казанский).

В Южно-Баренцевской впадине в конце ранней перми закончился период недокомпенсированной седиментации, после чего началось накопление мощной глини-

то-алевритовой толщи благодаря интенсивному и возраставшему со временем погуплению обломочного материала с юга и юго-востока.

Триасовые отложения являются наиболее мощной составляющей осадочного чехла Баренцевоморского региона. В наиболее погруженных участках (во впадинах) мощность их по сейсмическим данным достигает 7,5 км. В обнажениях триасовые образования изучены на о-вах Медвежий, Зап. Шпицберген, Эдж и арх. Новая Земля. Параметрическими и поисковыми скважинами триасовые отложения вскрыты на о. Колгуев, арх. Земля Франца-Иосифа и в акватории Баренцева моря. В Южно-Баренцевской впадине триасовые отложения вскрыты на структурах Мурманской, Северо-Мурманской, Лудловской. Куренцовской; на валу Адмиралтейства – на структурах Адмиралтейской и Крестовой; на Западно-Кольской седловине – на Северо-Кильдинской структуре. Разрез триасовых отложений представлен терригенной толщей с прослоями и конкреционными образованиями карбонатов. В низах локально присутствуют туфогенные породы, а в Баренцевском мегапрогибе – тела базальтов. По условиям осадкообразования различаются отложения северной части шельфа, представленные в основном морскими фациями, и южной – с широко распространенными лагунными и континентальными осадками.

На сейсмических профилях подошвой комплекса является уже упоминавшийся выше ОГ Ia (P_1), а в кровле располагается опорный ОГ Б (T_3), соответствующий региональному несогласию на контакте триаса и юры. Это несогласие сформировано в ходе развития преддрэцкого размыва, вызванного глобальным понижением уровня моря, минимум которого приходится на 215 млн лет.

Существование этого размыва устанавливается в скважинах, отмечается практически всеми исследователями и отчетливо опознается на временных разрезах в виде эрозионного среза.

Мощность сейсмокомплекса варьирует от 1–2 км на поднятиях до 10–13 км в депрессиях. В сводовых частях поднятий, обрамляющих крупные депрессии, наблюдается частичная эрозия отложений этого комплекса. В структуре осадков нижней позднепермской части комплекса фиксируются мощные клиноформные осадочные тела, образованные в условиях некомпенсированной седиментации.

Триасовая часть этого же сейсмокомплекса весьма трудно поддается расчленению и сейсмофациальному районированию. Отсутствие региональных ОГ, однородность волнового поля, а иногда и его акустическая прозрачность, не позволяют в этой части разреза установить четкие и уверенные фациальные переходы. Здесь возможны региональные реконструкции, основанные лишь на обобщенном сейсмофациальном облике триасовой толщи в ее полном диапазоне. В результате попыток такой реконструкции Ю. В. Шипелькевичем (1997) здесь выделены три основных сейсмофациальных типа сейсмической записи. Первый тип содержит ощутимое количество довольно контрастных, но непротяженных отражений, которые нередко образуют незначительные угловые несогласия, напоминающие небольшие клиноформы. Эта сейсмофациальная картина характерна для широко развитых по обрамлению депрессий континентальных отложений, содержащих аллювиальные долины и дельтовые системы. Континентальный генезис триасовых отложений здесь почти во всем диапазоне подтверждается в Колгуевских и Гуляевских скважинах. Схожие условия существовали, по-видимому, на поднятиях в зоне Центрально-Баренцевского поднятия и на Адмиралтейском валу. Отложения представлены переслаиванием песчано-глинистых пластов.

Второй тип сейсмофаций характерен для неширокой полосы, обрамляющей крупные депрессии шельфа. Отличие его от первого состоит в постепенном уменьшении

доли регулярных отражений и снижении их амплитуды. Этот тип переходный от преимущественно континентальных сейсмофаций к обширной зоне сейсмофаций заполнения устойчиво прогибающихся мелководных седиментационных бассейнов. Для этого третьего типа волновой картины характерно почти полное отсутствие регулярных отражений, что делает сейсмосапись акустически прозрачной. Обычно такой тип волновой картины указывает на отсутствие слоистости в толще, формирование которой происходит при очень высоких темпах седиментации, близкой к лавинной. Структура триасовых осадков в этой зоне указывает на близость источника сноса. Областью такого сноса могли быть Карская и Уральская палеосуши. Состав отложений в этой сейсмофациальной зоне преимущественно глинистый. Сейсмофации третьего типа занимают области крупных тектонических депрессий.

Исключение в этой картине распределения сейсмофаций составляет лишь верхний триас: даже в Южно-Баренцевской впадине отмечается появление серии протяженных среднеамплитудных отражений, характерных для первого типа сейсмофаций. Их присутствие обусловлено понижением уровня моря и снижением скорости осадконакопления в позднем триасе. В некоторых депрессиях (на западе шельфа) появляется фациально значимый ОГ (T_3), который отсутствует на юге шельфа. Этот ОГ регистрируется в толще среднего триаса и имеет четко выраженный морской облик. Его возникновение вызвано повышением и длительным стоянием уровня моря, наступившим в конце ладинского века (224 млн лет) вслед за короткой регрессивной фазой.

Юрско-меловой терригенный комплекс

В составе комплекса выделяются две части: 1) большая нижняя, юрско-неокомская, к которой приурочены открытые на Штокмановско-Лунинском пороге газоконденсатные уникальное Штокмановское и крупное Ледовое и крупное газовое Лудловское месторождения и 2) верхняя часть, включающая в себя апт-альбские и верхнемеловые отложения и рассматриваемая как, возможно, нефтегазоносный комплекс.

Юрско-меловые отложения. Мощность юрско-неокомской толщи на Штокмановско-Лунинском пороге составляет около 1000, в Южно-Баренцевской впадине – 1500 м. Мощность продуктивной толщи песчаников около 600 м.

Нижнеюрские отложения, несогласно перекрывающие верхнетриасовые, представляют собой мощную толщу с редкими и маломощными прослоями аргиллитов, алевролитов, конгломератов. Иногда отмечается слабая угленосность. Количество песчаников в нижнеюрских отложениях составляет 70 %. Песчаники от мелко- до крупнозернистых, кварцевые, редко полимиктовые (количество обломков кварца не ниже 40–50 %). Для песчаников характерна косая, линзовидная мульдобразная слоистость. Песчаники представляют собой преимущественно аллювиальные образования, в меньшей степени дельтовые и прибрежно-морские. Глинистые породы отлагались во время кратковременных ингрессий моря, имеют озерно-аллювиальный генезис.

В пределах Штокмановско-Лунинского порога, как и во всей Южно-Баренцевской впадине, нижнеюрская часть разреза не содержит собственных покрышек, способных удерживать залежи углеводородов.

Среднеюрская толща по составу отложений делится на две части. Нижняя ааленбатская представлена неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и гли-

нистых пород и содержит продуктивные пласты Ю1, Ю2, Ю3. Верхняя часть – келловейская – сложена глинами с отдельными, иногда довольно мощными прослоями песчаников и алевролитов и содержит продуктивный пласт Ю0.

На Штокмановской структуре аален-батская часть содержит до 40 % песчаников, на Ледовой – 29 %, и песчаники здесь приурочены к самой нижней части толщи. Мощность аален-батских отложений достигает 400 м, мощность отдельных пластов песчаников 60–80 м. Пласты глин, разделяющие продуктивные пласты Ю1, Ю2, Ю3, являясь флюидопорами и имеют мощность от первых до десятков метров.

Верхняя келловейская часть среднеюрской толщи мощностью 140–210 м сложена преимущественно глинистыми породами. На Штокмановском месторождении толща содержит продуктивный пласт песчаников (Ю0) мощностью до 75 м, на Лудловском месторождении к аналогичному интервалу разреза приурочена песчаниково-алевролитовая пачка мощностью 25 м. Прослой алевролитов в келловейских отложениях присутствуют также в центре Южно-Баренцевской впадины (Арктическая площадь), где отмечается ее максимальная мощность.

Песчаники в келловейской части разреза представляют собой образования морского мелководья, баров и отмелей. Отложения среднеюрского возраста содержат редкие остатки морской фауны, часто отмечаются биотурбация и градационная слоистость.

Песчаники средней юры от алевитистых до среднезернистых кварцевых, хорошо и плохо сортированные, с глинистым, редко карбонатным цементом (5–10 %). Часто отмечаются свободные поры, отчего песчаники бывают слабосцементированными. В составе глинистого цемента преобладает каолинит. Более грубозернистые разности песчаников тяготеют к нижней части среднеюрского разреза, где вместе с ними присутствуют гравелиты и седиментационные брекчии. Пористость продуктивных песчаников составляет 17–24 %.

Среднеюрская толща в большей восточной части российского сектора Баренцева моря повсеместно перекрывается характерными образованиями верхней юры, в составе которых преобладают «черные глины» – породы типа баженовитов, обогащенные органическим веществом ($C_{орг} = 4\text{--}23\%$) сапропелевого и гумусового типа. Предполагается, что верхнеюрская толща залегает на келловейских глинах с размывом, в ее основании отдельными скважинами вскрыта пачка оксфордских песчаников и алевролитов, иногда глауконитовых (Ледовая площадь).

Накопление «черных глин» происходило в условиях морского мелководья.

На сейсмических разрезах подошвой юрского комплекса является ОГ (T_3), кровлей – наиболее уверенно прослеживающийся во всем регионе сейсмический репер ОГ В(J_3).

Мощность меняется от первых сот метров на периферии шельфа и внутришельфовых поднятиях до 2,0–2,2 км в Южно-Баренцевской впадине. В сводовых частях поднятий, а также на периферии шельфа юрские отложения эродированы, иногда полностью (свод Федынского).

Характерной особенностью юрского периода на шельфе является поступательное развитие трансгрессии. В начале юры морской режим существовал лишь в депозентре Южно-Баренцевской впадины – крупнейшей депрессии того времени. На ее периферии располагались болотистые аллювиальные равнины, редко заливаемые морем. На сейсмических разрезах, пересекающих южный борт впадины, фиксируются сейсмofации раннеюрских аванделът и речных долин. К началу средней юры в ходе трансгрессии границы зоны морской седиментации расширились, а к бату – келловейского морского режим установился и в Северо-Баренцевской впадине. К концу

юры море охватило значительное пространство Баренцевского шельфа. Обособленные зоны позднеюрской устойчивой морской седиментации представлены высокоамплитудным верхнеюрским ОГ В и могут использоваться для прогнозирования областей накопления относительно мощных (до 100 м) морских «черных» глин. Они локализируются в депоцентрах существовавших в конце юры крупных депрессий Южно- и Северо-Баренцевских впадин.

Данные сейсмофациального анализа (снижение амплитуды ОГ В), сопоставленные с разрезами скважин, по-видимому, позволяют оконтурить области шельфа, где накопление «черных» глин либо вовсе отсутствовало, либо они отлагались в очень небольших мощностях. На Баренцевской части шельфа такими областями могут быть Лудловская седловина и Центрально-Баренцевские поднятия.

Неокомская часть (берриас, валанжин, готерив, баррем) юрско-неокомского терригенного НГК существенно глинистая, представлена глинами, иногда карбонатными, редко с прослоями алевролитов. Барремская часть представлена преимущественно глинами. Значительное увеличение (до 50 %) доли песчаников и алевролитов наблюдается на Лудловском и Ледовом месторождениях.

Неокомские отложения формировались в условиях открытого морского шельфа, причем для этих отложений характерна клиноформная модель залегания, обусловившая резкие колебания мощности, выпадение из разреза нижних горизонтов на отдельных локальных поднятиях (скважины Ферсмановская, Лудловская). Мощность неокомских отложений достигает 500 м.

Неокомские клиноформы Баренцевоморского региона в отличие от разновозрастных образований Западно-Сибирской НГП практически не содержат грубозернистых разностей и не могут быть самостоятельным объектом поисков углеводородов.

Вместе с глинистыми отложениями келловей и верхней юры неокомские глины образуют в Восточно-Баренцевской НГП региональный флюидопор.

Газовые и газоконденсатные залежи юрско-неокомского комплекса приурочены к среднеюрским отложениям и располагаются на глубине 1400–2500 м. Комплекс характеризуется удачным соотношением в разрезе коллекторов и покрышек. Покрышки имеются как локальные, развитые внутри среднеюрской толщи, так и региональные верхнеюрско-неокомские.

Предположительно газопроизводящими скорее всего являются отложения более древние, чем юрские, а залежи газа и газоконденсата сформировались в результате вертикальной миграции по зонам разломов.

Верхнеюрские «черные» глины, отвечающие критериям нефтематеринской толщи, залегают над продуктивными горизонтами и находятся на стадии катагенеза ПК. Только в погруженных частях Южно-Баренцевской впадины, где эти глины находятся на глубине 2300–2500 м, отмечается грация МК₁.

Апт-альбские и верхнемеловые отложения. На восточном борту Баренцевского мегапрогиба, на северо-восточном окончании Штокмановско-Лунинского порога (скв. Лунинская-1), в апт-альбских алевролитах и песчаниках в процессе бурения отмечались газопроявления, а после окончания геофизических исследований в скважинах наблюдался выброс газа. Кроме того, отдельные интервалы мелового разреза выделялись повышенными значениями.

Меловые отложения Штокмановско-Лунинского порога включают в основном нижнемеловую и апт-альбскую толщи.

Апт-альбские отложения представляют собой неравномерное чередование песчаников, алевролитов и глин. Песчаники преобладают в аптской части разреза, которая характеризуется также слабой угленосностью. На середину апта приходится

Фермановская терраса
скв. Фермановская-1

Штокмановско-Лунинский порог
скв. Штокмановская-1

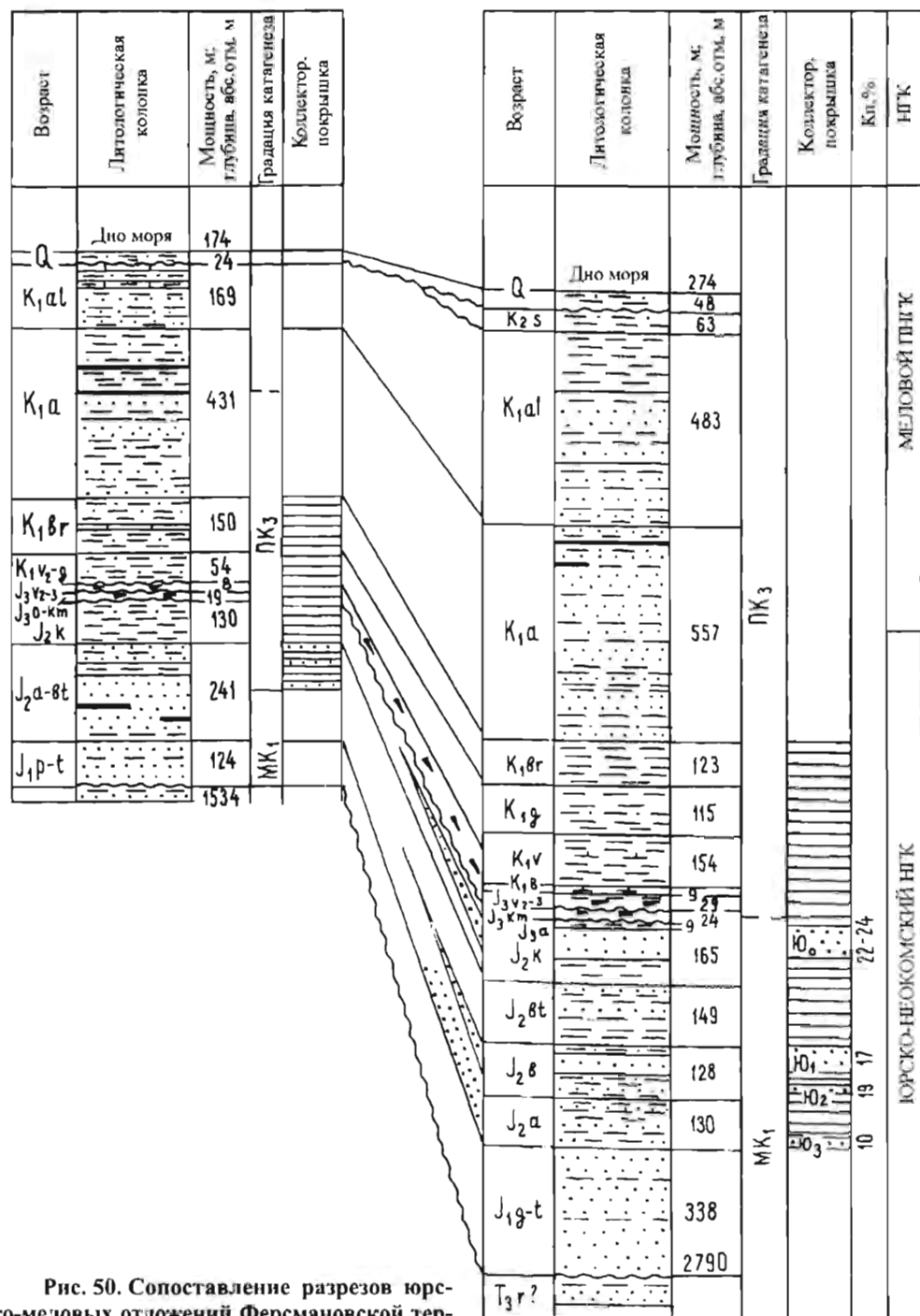


Рис. 50. Сопоставление разрезов юрско-меловых отложений Фермановской террасы и Штокмановско-Лунинского порога.

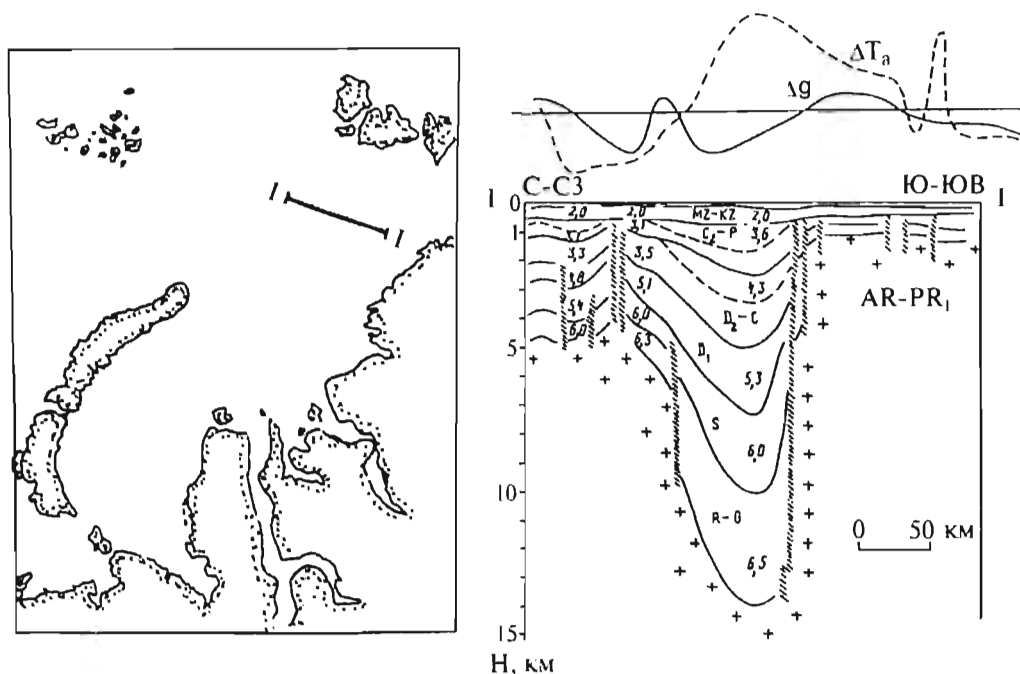


Рис. 51. Геолого-геофизический разрез по профилю I-I. Положение профиля на врезке (по А. К. Боголепову и др., 1991)

максимум регрессии моря, поэтому в аптском разрезе представлены как озерно-аллювиальные, так и мелководно-морские отложения. Альбская часть разреза преимущественно глинистая, особенно в своей верхней половине. Мощность апт-альбских отложений на Штокмановско-Лунинском пороге около 1000 м, а на Ферсмановской площади сокращается до 600 м (рис. 50).

Верхнемеловые отложения во всем Баренцевоморском регионе значительно эродированы. На Штокмановско-Лунинском пороге они представлены маломощной (менее 100 м) толщей песчаников, алевролитов и глин сеноманского возраста.

Кайнозойские образования в виде маломощного чехла залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на различных горизонтах более древних отложений.

Наиболее сложно решается задача расчленения осадочного выполнения на Северо-Карском шельфе. Здесь условно выделяются четыре сейсмокомплекса: рифейско (?)-нижнепалеозойский, ниже-среднепалеозойский, верхнепалеозойский и мезозойско-кайнозойский (рис. 51).

Рифейско-нижнепалеозойский сейсмокомплекс развит преимущественно в основании прогибов, где его мощность достигает 3–4 км, и отсутствует на горстовидных поднятиях. Характерные для комплекса высокие интервальные скорости (около 6,4–6,6 км/с) типичны для рифейских карбонатов Сибирской платформы, в базальной части его предполагается развитие магматических тел основного состава. Кровля сейсмокомплекса отождествляется с несогласием позднебайкальской фазы тектонической активизации.

Ниже-верхнепалеозойский сейсмокомплекс широко распространен на Северо-Карском шельфе, выклиниваясь на юге и в сторону о. Грэм-Белл. Комплекс условно расчленяется на толщи ордовикскую, силурийскую, нижнедевонскую и средне-

девонскую нижнекаменноугольную. Мощность отложений плавно возрастает в сторону осевых зон наиболее крупных прогибов шельфа, где они достигают 8–9 км. Напротив, по направлениям к поднятиям она сокращается за счет нижних интервалов разреза вплоть до полного выклинивания всего комплекса. Интервальные скорости, меняющиеся от 4,2–4,5 до 6,0–6,4 км/с, по аналогии с арх. Северная Земля позволяют предполагать карбонатно-эвапоритовый состав отложений комплекса. В кровле его развита поверхность регионального несогласия, отражающая подъем региона в раннекаменноугольное время, сопровождавшийся интенсивным размывом накопившихся отложений по аналогии с арх. Северная Земля и о. Таймыр.

Верхнепалеозойский комплекс (C_2 – $P?$) развит повсеместно на шельфе, за исключением районов о-вов Кирова у побережья арх. Северная Земля, где он размыт. Мощность комплекса достигает 2 км, сложен он, судя по комплексу доступных геолого-геофизических данных, морскими терригенными отложениями достаточно однородного состава. Кровлей комплекса служит поверхность несогласия, приуроченная к рубежу перми и триаса и четко идентифицируемая на бортах поднятий.

Мезозойско-кайнозойский сейсмокомплекс в виде маломощного (до 1 км) чехла развит на всей площади шельфа. Предположительный возраст его преимущественно поздне меловой. В сторону желоба Св. Анны мощность комплекса возрастает до 4 км, и здесь в его разрезе условно выделяются триасовые, юрские меловые и кайнозойские отложения морского генезиса. Максимальной толщиной характеризуются триасовые отложения, в составе которых намечаются пластовые магматические тела, особенно многочисленные к юго-востоку от о. Грезм-Белл и имеющие, очевидно, по аналогии с арх. Земли Франца-Иосифа, меловой возраст.

Эволюция седиментационного бассейна

Становление Баренцевоморского осадочного бассейна как единой области осадконакопления было растянуто во времени и по существу охватило весь ранний палеозой и начало среднего палеозоя (Граumberг, 1997; Граumberг, Супруненко, 1998).

Наиболее древние вендские и кембрийские отложения в платформенном залегании известны в Баренцевом море на о. Медвежий и на о. Северо-Восточная Земля арх. Шпицберген. Они распространены крайне ограниченно и представлены главным образом терригенными породами и доломитами. Мощность отложений невелика (первые сотни метров), и вряд ли можно предполагать значительное присутствие этих отложений на акватории Баренцевоморского шельфа. По-видимому, они распространены местами в пределах грабенов и депрессий фундамента платформы.

Отложения ордовика, силура и раннего девона там, где их удалось наблюдать, залегают с размывом на нижележащих, с перерывами в осадконакоплении и выпадением из разреза отдельных стратиграфических подразделений. Состав отложений терригенный и терригенно-карбонатный, он испытывает частые изменения по разрезу и простираанию. Заметная роль в составе обломочных пород принадлежит конгломератам. Мощность отложений значительна (до 5000 м), но также изменчива.

Наиболее распространены отложения ордовика. Силурийские отложения отличаются неполнотой разреза, а иногда и целиком размыты.

В целом ордовикско-раннедевонский комплекс Баренцевоморского бассейна характерен для отложений молодых платформ, отвечая этапу их становления.

Типичный платформенный режим осадконакопления в Баренцевоморском регионе устанавливается в среднем и позднем девоне и раннем карбоне, когда преобла-

дающими становятся органогенные карбонатные отложения, появляются рифовые образования и прослои соленосных пород. Этот комплекс отложений сходен с одновозрастным комплексом пород Русской платформы. Он прослеживается по всей периферии Баренцевского осадочного бассейна — в Тимано-Печорской провинции, на о-вах Колгуев (Преображенская и др., 1995) Медвежий, Зап. Шпицберген, Земля Александры, Южном острове Новой Земли. Судя по распространению рифогенных структур, устанавливаемых по прямым наблюдениям на островах и геофизическим данным, полоса барьерных рифов уходит далеко в глубь Баренцевоморского бассейна, подтверждая широкое развитие отложений этого комплекса в погруженной части платформы.

Платформенный режим осадконакопления сохранялся в Баренцевоморском бассейне в течение всего карбонового времени и в ранней перми.

Позднепермско-триасовый этап становления Баренцевоморского осадочного бассейна ознаменовался резкой активизацией тектонических движений. С ним связано возникновение и развитие крупнейшего Баренцевоморского палеорифта, занимающего восточную часть Баренцева моря, протянувшегося с юга на север на 1000–1100 км. По простиранию рифт распадается на два крупных звена, разделенных поднятием. Последнее, по-видимому, является промежуточным звеном общей рифтовой системы Баренцева моря, отделенной от северного и южного фрагментов трансформными разломами.

Внутренняя структура рифта еще недостаточно изучена. По имеющимся ограниченными геофизическим данным можно сделать вывод, что рифт имеет форму полуграбена, причем по простиранию полярность полуграбенов меняется на обратную.

В южном звене более крутым является восточный борт, в северном — западный. О последнем свидетельствует и резкий перепад мощности триасовых отложений на арх. Земля Франца-Иосифа, где в скв. Нагурская на о. Земля Александры мощность триасовых отложений достигает 1500 м, а на смежных к востоку о-вах Хейса и Грэм-Белл — 3500 м, причем обе скважины на последних двух островах остановлены в отложениях среднего триаса.

Рифтогенная природа Баренцевоморского пермско-триасового грабена устанавливается достаточно надежно по совокупности признаков его состава и строения, включающих резкую смену режима осадконакопления от карбонатного к терригенному; высокую скорость осадконакопления, в 3–4 раза превышающую скорость накопления выше- и нижележащих осадочных комплексов; характерные для быстропогружающихся областей клиноформы, сокращенную в зоне рифта мощность гранито-метаморфического слоя и аномально высокое положение поверхности Махаровичича; приуроченность к комплексу пород, выполняющих рифт, вулканических образований основного состава.

Пермско-триасовый рифтогенный комплекс осадков является основным, заполняющим грабен-рифт. Здесь он имеет максимальную мощность, оцениваемую по геофизическим данным в 10–12 км. Однако и на остальной площади Баренцево-Карской плиты пермско-триасовые отложения широко развиты, хотя и меньшей мощности. Состав осадков терригенный, фациальный профиль меняется от лагунно-континентальных на юге до морских мелководных на севере. Относительно глубоководные морские пермские отложения известны на востоке Новой Земли. Для формационного облика пермско-триасового рифтогенного комплекса осадков характерны признаки лавинной седиментации в виде клиноформ и крупной косой слоистости.

В юрско-меловом чехле, носящем синеклизный характер, южному звену Баренцевоморского палеорифта отвечает наиболее погруженная Южно-Баренцевская впа-

дина, центральному – Лудловско-Лунинское поднятие, а северному – Северо-Баренцевская впадина. Контуры этих впадин в связи с общим выполаживанием надрифтовых юрско-меловых осадочных образований существенно шире, чем пермско-триасовый грабен-рифт.

В составе, строснии и фациальной принадлежности юрско-мелового чехла есть много общего с одновозрастными отложениями Зап. Сибири. Эта общность проявляется в сходном характере крупной цикличности, преобладании морских отложений в юрских и раннемеловых толщах, появлении мелководных морских и лагунных отложений во второй половине раннего мела и возврате к морскому режиму осадконакопления в позднем мелу. Общим для отложений этих двух крупнейших осадочных бассейнов является приуроченность очень характерных, обогащенных органическим веществом, морских глинистых отложений (так называемых бажени-тов) к концу поздней юры (киммериджский и волжский ярусы).

Кайнозойский рифтогенез, с которым связано образование глубоководных впадин Северного Ледовитого океана – Норвежской, Нансена и Амундсена, стал временем образования Баренцево-Карской окраинной шельфовой плиты. До этого времени Баренцевоморский осадочный бассейн был, подобно Западно-Сибирскому, внутриматериковым бассейном. Поднятия, служившие источником обломочного материала, располагались не только на юго-западе и юго-востоке бассейна, но и на севере, в той области, где в результате рифтогенеза в кайнозое возник Евразийский глубоководный бассейн Северного Ледовитого океана. К этому же времени приурочено и возникновение Новоземельского орогена, разделившего Баренцевоморский и Западно-Сибирский регионы, имевшие до этого местные связи и развивавшиеся в течение юрского и мелового периодов по сходным «программам».

Осадочные бассейны, отвечающие кайнозойскому этапу развития Баренцево-Карской плиты, известны лишь на континентальных склонах глубоководных океанических впадин и прилегающих окраинных частях плиты. Примером могут служить выполненный осадками палеогенового возраста Западно-Шпицбергенский грабен, протянувшийся вдоль бровки континентального склона Норвежского глубоководного морского бассейна, а также кайнозойский осадочный бассейн на континентальном склоне глубоководной впадины Нансена.

В течение палеогена и большей части неогена Баренцево-Карская плита проявляла себя как область поднятия и размыта ранее накопившихся осадков позднего мела (а на отдельных участках и раннего мела), а также как область транзита осадочного материала, поступавшего со смежных поднятий. Лишь в конце неогена и в четвертичном периоде Баренцево-Карская плита вновь становится областью осадконакопления. Однако мощность этого комплекса осадков невелика, и собственно Баренцево-Северокарский седиментационный бассейн следует рассматривать как палеозойско-мезозойский.

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ БАРЕНЦЕВО-СЕВЕРОКАРСКОГО БАССЕЙНА

Экономическая значимость минерально-сырьевой базы Баренцево-Северокарского бассейна определяется данными о его нефтегазовом потенциале. Рудные и нерудные полезные ископаемые, а также каменные и бурые угли, выявленные на обрамляющих островных поднятиях, представляют сегодня не только минерагенический интерес, но и важны с точки зрения перспектив комплексного освоения природных ресурсов арктических окраин России.

Нефтегазогеологическое районирование

Нефтегазогеологическое районирование Баренцево-Северокарского региона выполнено на основе проведенного тектонического районирования и с учетом литолого-стратиграфических, фациальных характеристик разреза осадочного чехла, а также геохимических условий оцениваемого региона (рис. 52).

В соответствии с отечественной практикой крупнейшие элементы нефтегазогеологического районирования – нефтегазоносные провинции – выделяются в границах региональных элементов тектонического районирования. Западно-Баренцевская НГП соответствует объекту регионального уровня – Свальбардской плите, Восточно-Баренцевская НГП – Баренцевскому мегапрогибу, Тимано-Печорская НГП – Печорской плите. Кроме того, выделены самостоятельные нефтегазоносные области (НГО), не входящие в НГП: Северо-Карская, Кольская и Адмиралтейско-Приноземельская. В норвежском секторе дополнительно выделена самостоятельная Варангерская НГО.

Западно-Баренцевская НГП (рис. 52). Здесь выделены Центрально-Баренцевская ПНГО, Медвежинско-Надеждинская ПНГО, Финмаркенская НГО, Бьярмеландская НГО, Вестбаккенская НГО.

1-1. Центрально-Баренцевская ПНГО – перспективная нефтегазоносная область (ПНГО), объединяет группу Центрально-Баренцевских поднятий, а также прогибов и седловин между ними. Бурение проводилось только на Ферсмановской структуре, где вскрыты триасовые отложения. На глубинах, доступных для бурения, находятся отложения практически всех НГК. Самый нижний ордовикско-верхнедевонский НГК относится к перспективным в самой западной, наиболее приподнятой части области. Наиболее перспективны в пределах НГО юрско-неокомский и триасовый НГК. Перспективным локальным объектом также является Ферсмановская структура по юрско-неокомскому и триасовому НГК.

1-2. Медвежинско-Надеждинская ПНГО – включает в себя западную часть Медвежинско-Надеждинской региональной ступени. По данным норвежских геологов, перспективными являются отложения верхнедевонско-нижнепермского, верхнепермского и в меньшей степени триасового НГК, хотя перспективы ПНГО в целом оцениваются невысоко. Это обусловлено целым рядом отрицательных факторов, влияющих на возможность сохранности залежей углеводородов. Главный фактор, отрицательно влияющий на нефтегазоносность недр Медвежинско-Надеждинской ПНГО, – позднемезозойско-кайнозойский аплифт, амплитуда которого достигала величин, возможно, до 3000 м.

1-3. Финмаркенская НГО – соответствует самой западной части синеклизы Бьярмеланд. В Финмаркенской НГО объединены свод Федынского и Западно-Кольская седловина. Свод Федынского – структура длительного конседиментационного развития. Для НГО в целом существенно влияние позднемезозойско-кайнозойского аплифта, сопровождающегося размывом юрско-неокомского и мелового комплексов. Амплитуда его примерно 1500 м. Основные перспективы нефтегазоносности связываются с триасовыми и палеозойскими НГК. В НГО открыто Северо-Кильдинское газовое месторождение.

1-4. Бьярмеландская НГО – к ней относится часть синеклизы Бьярмеланд, включающая в себя свод Федынского и Западно-Кольскую седловину. Перспективы согласно связываются с верхнедевонско-нижнепермским, верхнепермским, триасовым и юрско-неокомским НГК. Наиболее перспективны триасовый и юрско-неокомский комплексы, в которых уже открыто 13 месторождений.

1-5. *Вестбаккенская НГО* – по тектоническому районированию соответствует Западной окраине Свальбардской плиты. Перспективны отложения триасового, юрско-неокомского и главным образом третичного НГК, в котором открыто небольшое газовое месторождение.

Восточно-Баренцевская НГП (рис. 52). Здесь выделены Южно-Баренцевская НГО, Штокмановско-Лунинская НГО, Северо-Баренцевская ПНГО, Альбановско-Горбовская ПНГО и ВНГО Св. Анны.

1-1. *Южно-Баренцевская НГО* – выделяется в границах одноименной синеклизы. Мощность осадочного чехла достигает в наиболее погруженных частях 19–20 км. Осадочный чехол представлен палеозойскими и в большей степени мезозойскими отложениями и маломощными отложениями кайнозоя. В НГО открыто Мурманское газовое месторождение в триасовом НГК. Перспективы нефтегазоносности связываются с меловым, юрско-неокомским, триасовым и пермским НГК. Пермские отложения в самой погруженной части синеклизы (Арктическая впадина) располагаются на глубине более 7000 м. Отложения верхнедевонско-нижнепермского комплекса находятся на глубине более 7000 м, доступной для бурения лишь в пределах Мурманской моноклинали. Нижележащий ордовикско-верхнедевонский комплекс не доступен для бурения.

В НГО к глубокому бурению на 01.01.1993 г. подготовлены два перспективных на газ объекта в триасовом НГК – Андриевская и Ахматовская структуры.

11-2. *Штокмановско-Лунинская НГО* – выделяется в границах Штокмановско-Лунинского порога. В юрском НГК выявлены уникальное Штокмановское и крупное Ледовое газовые месторождения, а также крупное Лудловское газоконденсатное месторождение. Перспективы нефтегазоносности связываются с меловым и триасовым НГК, но в большей степени – с юрско-неокомским НГК. Верхнепермский НГК находится в пределах НГО на глубине более 7000 м.

11-3. *Северо-Баренцевская ПНГО* – выделяется в границах Северо-Баренцевской синеклизы. Область является перспективной, но нефтегазоносность еще не установлена. Данные о строении НГО получены только на основе сейсмической информации. Перспективы нефтегазоносности могут быть связаны с меловым, юрско-неокомским и триасовым НГК. Отложения других НГК, выделяемых здесь, залегают уже на глубине более 7000 м.

11-4. *Альбановско-Горбовская ПНГО* – отвечает одноименному порогу. Имеющиеся геофизические данные о строении области позволяют отнести к перспективным только отложения мелового, юрско-неокомского и триасового НГК. Верхнепермский, верхнедевонско-нижнепермский и ордовикско-нижнедевонский НГК могут быть перспективны в самой северной части области, соответствующей Вильчесской ступени, где глубина их залегания меньше 7000 м.

11-5. *ВНГО Св. Анны* – область наименее изученная. Границы области пока не определены. По имеющимся геофизическим данным, предполагается развитие мощного осадочного чехла, что типично для Баренцевской НГП. Предположительно нефтегазоносными могут быть отложения мелового, юрско-неокомского, триасового НГК и в юго-восточной части НГО – отложения верхнепермского НГК.

Тимано-Печорская НГП (рис. 52). Здесь выделяются Малоземельско-Колгуевская НГО, Печоро-Колвинская НГО, Хорейверская НГО, Варандей-Адзвинская НГО, Северо-Предуральская НГО, Северо-Печорская ВНГО, соответствующие элементам первого порядка, согласно тектоническому районированию (рис. 46).

111-1. *Малоземельско-Колгуевская НГО* – приурочена к Малоземельско-Колгуевской моноклинали и Коргинской ступени. В континентальной части нефтегазоносность

(непромышленная) установлена только в нижнепермско-каменноугольном НГК (Верхнехарицкая площадь). Массивная сводовая нефтяная залежь приурочена к органогенно-обломочным известнякам. К глубокому бурению на нефть подготовлены четыре объекта в триасовом НГК (Нерутская, Балбаяхинская, Табьягинская и Рога-чихинская структуры).

В ордовикско-нижнедевонском НГК открытие месторождений предполагается в структурно-стратиграфических ловушках, связанных с зонами эрозионного срезания отложений.

Основные нефтегазоносные комплексы – верхнедевонско-турнейский и нижнепермско-каменноугольный, верхнепермский и главным образом триасовый НГК. Во всех НГК прогнозируются нефтяные залежи.

III-2. *Печоро-Колвинская НГО* – приурочена к Денисовскому прогибу и Колвинскому мегавалу. Промышленная нефтегазоносность триасового НГК установлена на Песчаноозерском и Тарском месторождениях (о. Колгуев). В акваториальной части НГО на Поморском месторождении открыта газоконденсатная залежь в нижнепермско-каменноугольном НГК. Залежь в карбонатных отложениях нижней перми – карбона массивная сводовая, тектонически экранированная.

В пределах сухопутной части НГО нефтегазоносность установлена во всех выделяемых НГК, кроме самого нижнего перспективно нефтегазоносного ниже-среднеордовикского. Залежи приурочены к ловушкам литологическим, стратиграфическим с различными типами экранирования. Как отдельный тип выделяются ловушки рифового типа. В континентальной части к глубокому бурению подготовлены на нефть четыре структуры в верхнедевонско-турнейском, каменноугольно-нижнепермском НГК. На газ подготовлены два объекта в каменноугольно-нижнепермском НГК.

На о. Колгуев на нефть подготовлена Восточно-Таркская структура в триасовом НГК.

Колоколморская структура на нефть подготовлена в верхнедевонско-турнейском НГК и на газ – в каменноугольно-нижнепермском.

Предполагается, что в акваториальной части НГО возможно такое же разнообразие типов ловушек, как и в континентальной. Это делает перспективы нефтегазоносности здесь достаточно высокими. На основании данных количественной оценки на 01.01.1993 г. здесь прогнозируется развитие зон нефтегазоконденсатонакопления.

III-3. *Хорейверская НГО* – выделяется в границах одноименного прогиба.

В континентальной части Хорейверской впадины выявлены только нефтяные залежи. Основные запасы Хорейверской НГО на суше связаны с ордовикско-нижнедевонским и верхнедевонско-турнейским нефтегазоносными комплексами.

В акваториальной части НГО открыто нефтегазоконденсатное Северо-Гуляевское месторождение. Газоконденсатная залежь связана с нижнепермско-каменноугольным НГК, нефтяная – с верхнепермским НГК. На акватории предполагается открытие залежей во всех НГК. Нефтяные залежи ожидаются в ордовикско-нижнедевонском НГК, где ловушки связаны с региональными зонами эрозионного срезания. Зоны имеют продолжение на суше, где они достаточно хорошо изучены глубоким бурением и сейсморазведкой, и уже открыты нефтяные месторождения.

В континентальной части выделены 22 перспективных на нефть объектов с ресурсами в среднеордовикско-нижнедевонском, доманиково-турнейском и средневизейско-нижнепермском карбонатных комплексах.

В акваториальной части перспективной на газ является Восточно-Гуляевская структура по каменноугольно-нижнепермскому НГК и на нефть по отложениям нижней – верхней перми.

III-4. *Варандей-Адзьевская НГО* – приурочена к одноименной структурной зоне. В континентальной части НГО промышленная нефтеносность установлена во всех НГК. Открыто 14 месторождений. Выделено шесть перспективных на нефть объектов. Наиболее перспективны каменноугольно-нижнепермский и ордовикско-нижнедевонский комплексы.

В акваториальной части нефтеносность на 01.01.1993 г. установлена на месторождениях Приразломное и Варандей-море. Залежи нефти выявлены в нижнепермско-каменноугольном НГК. Перспективы нефтеносности в акватории связываются в основном с карбонатными ордовикско-нижнедевонским, верхнедевонско-турнейским, каменноугольно-нижнепермским комплексами. В акватории выделены два объекта на нефть – Полярная структура по верхнедевонско-нижнекаменноугольному, визейскому терригенному и ордовикско-нижнедевонскому комплексам, а также структура Медынская по отложениям верхнедевонско-нижнекаменноугольного и визейского терригенного комплексов.

III-5. *Северо-Предуральская НГО* – в акваториальной части приурочена к Коротайхинскому прогибу. В прибрежной континентальной части НГО месторождения пока не обнаружены, но в более южных частях НГО известны нефтяные месторождения в верхнепермском НГК, газоконденсатные и газовые залежи – в нижнепермско-каменноугольных карбонатах и терригенных отложениях среднедевонско-среднефранского НГК. В акватории предполагается развитие зон нефтегазоконденсатонакопления.

III-6. *Северо-Печорская ВНГО* – располагается полностью в акватории Печорского моря, приурочена к Северо-Печорской моноклинали и пока бурением не изучена. Прогнозируются нефтегазоконденсатные залежи. Перспективы связываются с нижнепермско-каменноугольным и триасовым комплексами. Ожидаются залежи массивные, пластово-сводовые, тектонически экранированные.

Самостоятельные НГО (рис. 52):

1. *Северо-Карская ПНГО* – тектонически соответствует одноименной плите. В отличие от смежных перспективных НГО Восточно-Баренцевской и Южно-Карской НГП в разрезе осадочного чехла этой области преобладают палеозойские образования (это роднит ее с Тимано-Печорской НГП), с которыми и связываются основные перспективы нефтегазоносности. Предполагается, что значительная часть ресурсов главного перспективного верхнедевонско-нижнепермского терригенно-карбонатного комплекса представлена нефтью;

2. *Варангерская НГО* – по тектоническому районированию соответствует Финмаркенской моноклинали. Наиболее перспективны отложения верхнедевонско-нижнепермского, верхнепермского и триасового НГК. В верхнепермском НГК к настоящему времени открыта одна небольшая залежь;

3. *Адмиралтейско-Приновоземельская НГО* – соответствует Предновоземельской структурной области. Во всей НГО отсутствует меловой НГК. Юрско-неокомский НГК присутствует только в самых погруженных частях. Ордовикско-верхнедевонский и верхнедевонско-нижнепермский НГК залегают на значительных глубинах и лишь в наиболее приподнятых частях области представляют интерес как возможно нефтегазоносные. Достаточно низки перспективы верхнепермского комплекса в связи с отсутствием коллекторов порового типа. Основные перспективы связываются с триасовым НГК и с верхнедевонско-нижнепермским НГК в погруженных частях НГО;

4. *Северо-Карская ПНГО* – установлена в пределах одноименной моноклинали. Отложения мелового, юрско-неокомского комплексов практически отсутствуют во

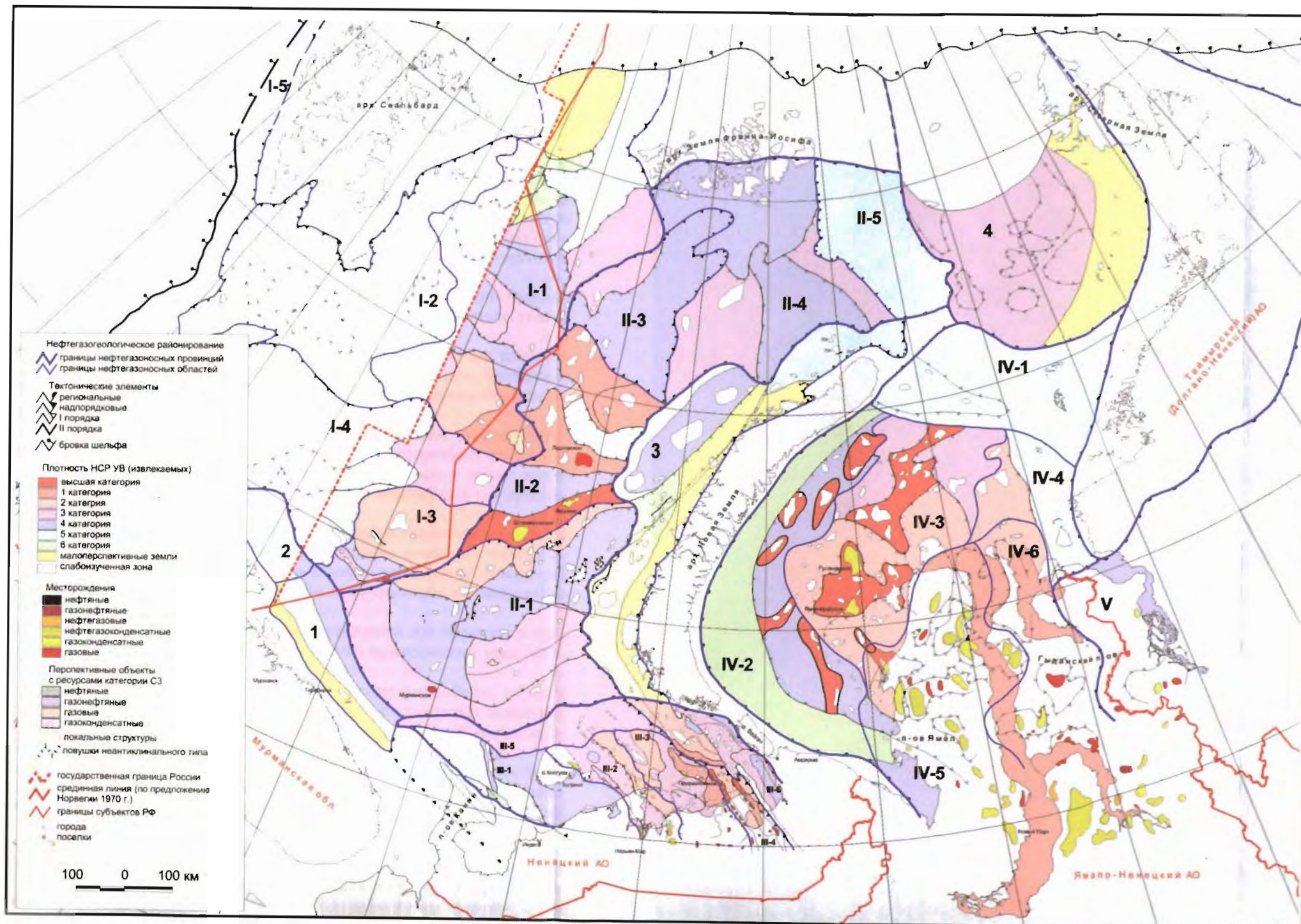


Рис. 52. Карта НСР Баренцевоморского региона. Нефтегазогеологическое районирование шельфов Баренцева и Карского морей.

Западно-Баренцевская НГП (I-1 – Центрально-Баренцевская ПНГО, I-2 – Медвежинско-Надеждинская ПНГО, I-3 – Финмаркенская НГО, I-4 – Бьярмеландская НГО, I-5 – Вестбаккенская НГО); Восточно-Баренцевская НГП (II-1 – Южно-Баренцевская НГО, II-2 – Штокмановско-Лунинская НГО, II-3 – Северо-Баренцевская ПНГО, II-4 – Альбановско-Горбовская ПНГО, II-5 – Св.Анны ВНГО); Тимано-Печорская НГП (III-1 – Малоземельско-Колгуевская НГО, III-2 – Печоро-Колвинская НГО, III-3 – Хорейверская НГО, III-4 – Варандей-Адзвинская НГО, III-5 – Северо-Печорская ВНГО, III-6 – Северо-Предуральская НГО); самостоятельные НГО (1 – Кольская ВНГО, 2 – Варангерская НГО, 3 – Адмиралтейско-Приновоземельская ПНГО, 4 – Северо-Карская ПНГО); Западно-Сибирская НГП (IV-1 – ПНГО Северо-Сибирского порога, IV-2 – Западно-Карская ПНГО, IV-3 – Северо-Ямальская НГО, IV-4 – Восточно-Карская ПНГО, IV-5 – Ямальская НГО, IV-6 – Гыданская НГО).

всей НГО. Триасовый НГК распространен на северо-востоке области. Основные перспективы связываются с ордовикско-нижнедевонским, верхнедевонско-нижнепермским и верхнепермским НГК.

Нефтегазоносные комплексы

В разрезе Баренцево-Северокарского седиментационного бассейна выделяются три крупных комплекса: палеозойский терригенно-карбонатный, верхнепермско-триасовый терригенный и юрско-меловой терригенный. Отложения палеозойского терригенно-карбонатного комплекса на доступных для бурения глубинах развиты только по периферии главных депоцентров седиментационного бассейна. Этот комплекс на территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции содержит основную часть доказанных запасов нефти и газа и делится здесь на два самостоятельных нефтегазоносных комплекса (НГК), каждый из которых включает в себя региональный резервуар и региональную покрывку.

Ордовикско-верхнедевонский нефтегазоносный комплекс достижим для бурения на очень ограниченной площади шельфа. Изучен в оцениваемом регионе только сейсмическими методами.

Предполагается, что карбонатные отложения преобладают в составе комплекса. Отложения доманикового типа распространяются в позднем девоне, по-видимому, из районов Тимано-Печорской провинции и Новой Земли в сторону Баренцевского мегапрогиба.

Коллекторы могут быть связаны с биогермными, органогенно-обломочными образованиями, а также с достаточно протяженными зонами вторичных изменений коллекторов, но, учитывая большие глубины залегания комплекса, в целом, видимо, здесь достаточно низкие коллекторские свойства. Тип коллекторов предполагается трещинно-поровый и трещинный.

Региональной покрывкой могут служить верхнефранские глинистые отложения (в акватории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции отложения тиманского горизонта). Выделяются покрывки зонального и локального уровня. Покрывки нарушены многочисленными разломами. Условия для существования залежей неблагоприятны.

Отложения комплекса находятся на глубине, достижимой для бурения, в пределах Кольской моноклинали (–1000...–4500 м), и самого приподнятого края Мурманской моноклинали (4500–7000 м).

Комплекс является высокоперспективным в Печорском море. Здесь глубина залегания соответствует глубине в континентальной части, где уже открыт целый ряд месторождений, преимущественно в нижнем девоне. В континентальной части пористость 3–12 (до 15 % в терригенных коллекторах прагиена).

Верхнедевонско-нижнепермский нефтегазоносный комплекс доступен для бурения лишь в южной, восточной и западной частях российского сектора Баренцева моря. В обширной центральной части сектора, по-видимому, по крупной сложно-построенной зоне разломов кровля резервуара опущена на глубину более 7 км. Резервуар устроен сложно и состоит из двух преимущественно сульфатно-карбонатных толщ (нижнепермской и карбоновой) и подстилающей их карбонатно-терригенной или терригенной толщи верхнего девона – нижнего карбона. Поэтому и емкостно-фильтрационные свойства резервуара в его верхней сульфатно-карбонатной части связаны с кавернозными, пористыми рифогенными и трещиноватыми разностями

известняков и доломитов. В нижней же части резервуара развиты пласты песчаников с удовлетворительными емкостно-фильтрационными свойствами. При современном невысоком уровне изученности в рассматриваемом резервуаре можно прогнозировать развитие лишь рифогенных и песчаных коллекторов.

Цепочка рифогенных образований ассельско-сакмарского возраста вытянута в субмеридиональном направлении в западной части территории Печорской синеклизы. Она трассируется с суши на акваторию, и на о. Колгуев прослежен ее поворот в западном направлении. Д. К. Патрунов предположил, что она прослеживается вдоль Кольской моноклинали, что подтверждается здесь наличием на сейсмопрофилях аномалий типа рифов (Suprunenko, Bro, 1994). Подобные разновозрастные и более древние образования известны и на норвежском шельфе. Возможно, что эти две линейные зоны рифогенных образований являются элементами единой полосы распространения рифов. С другой стороны, не исключено, что с Кольской моноклинали цепочка рифов прослеживается на север вдоль предполагаемой крупной зоны разломов, которая, возможно, маркирует зону резкого изменения глубин раннепермского моря.

Наименее подвергшиеся постседиментационным изменениям песчаники верхнедевонско-нижнекаменноугольной толщи обладают свойствами поровых коллекторов. Такие коллекторы распространены в Печорской синеклизе, на Кольской моноклинали, на поднятиях западного борта Баренцевского мегапрогиба. Региональной покрывкой служат, по-видимому, артинско-кунгурские глинистые отложения.

Учитывая, что девонские отложения комплекса содержат достаточно высокие концентрации органического вещества сапропелевого типа, а каменноугольные – смешанного типа, можно полагать, что именно они обеспечили главную часть нефтегазового потенциала комплекса и даже в настоящее время в наименее погруженных участках и в удалении от стрессовых зон способны генерировать нефть.

С рассматриваемым комплексом связываются главные перспективы нефтеносности Баренцева моря. Это подтверждается открытием на акватории Печорского моря уже четырех месторождений (Поморского газоконденсатного, Северо-Гуляевского нефтегазоконденсатного, Приразломного нефтяного, Варандей-море нефтяного), залежи Песчаноозерского месторождения относятся к непромышленным. Глубина залегания комплекса в акватории моря доступна для бурения. Кровля комплекса залегает на глубине от –600 м (Малоземельско-Колгуевская моноклинали) до –5600 м (Северо-Печорская моноклинали). Пористость коллекторов до 11–19 %.

В континентальной части глубина залегания комплекса от –600 до –3000 м. Коллекторы на открытых месторождениях относятся к поровым, чаще к порово-трещинным типам. Пористость достигает 10–22 %, мощность – первых десятков метров.

Поиски новых залежей нефти в палеозойском терригенно-карбонатном комплексе наиболее перспективны в полосе развития рифогенных образований, а также по периферии Южно-Баренцевской впадины, где песчаные породы верхнего девона – нижнего карбона сохраняют свойства поровых коллекторов, – на субаквальном продолжении Печорской синеклизы, на Кольской моноклинали (здесь особого внимания заслуживают зоны выклинивания), на поднятиях Центрально-Баренцевское и Персея (Грамберг, Супруненко, 1993; 1994 а, б; 1997; Gramberg, Suprunenko, 1994).

Верхнепермско-триасовому терригенному комплексу, слагающему большую часть разреза Баренцево-Северокарского седиментационного бассейна, соответствует разновозрастный нефтегазоносный комплекс.

Верхнепермско-триасовый нефтегазоносный комплекс. Региональный резервуар комплекса объединяет алевроито-песчаные породы верхней перми и песчано-алев-

ритовые отложения нижнего триаса. Верхняя часть резервуара включает в себя континентальные фации на юге, сменяющиеся к северу лагунно-континентальными и далее морскими фациями. На схеме показана граница, отделяющая морские фации от лагунно-континентальных. По последним данным, она проходит севернее. Поровые коллекторы развиты преимущественно в верхней (триасовой) толще резервуара, но и в ней в наиболее мощных разрезах на стадии катагенеза МК₃ поровые коллекторы переходят в порово-трещинные. В Приновоземельской зоне стресса распространены только порово-трещинные коллекторы.

Нижняя (верхнепермская) толща резервуара на поднятиях Центрально-Баренцевское и Персея может содержать, наряду с терригенными, и карбонатные породы. В этой западной зоне поднятий реально присутствие коллекторов со вполне удовлетворительными емкостно-фильтрационными свойствами. Такие коллекторы присутствуют и в верхнепермских отложениях на Кольской моноклинали, и в Печорской синеклизе. В зонах глубокого залегания верхнепермских отложений и в Приновоземельской стрессовой зоне сохранились лишь порово-трещинные коллекторы.

Флюидопорами служат глинистые толщи среднего и верхнего триаса.

Выполненное во ВНИИОкеангеологии в целях прогнозирования нефтегазоносности изучение рассеянного ОВ в триасовых отложениях показало, что распределение генотипов ОВ по площади шельфа имеет зональный характер. Выделяются три крупные зоны преимущественного накопления ОВ: III типа, переходного типа и II типа.

Зона ОВ III типа развита на бортовых участках Южно-Баренцевской синеклизы, северо-востоке Печорской плиты, на Адмиралтейском мегавалу и на поднятиях центральной части Баренцевоморского шельфа. Здесь накопление ОВ контролировалось континентальными и лагунно-континентальными обстановками терригенной седиментации.

Начиная с северной части Южно-Баренцевской синеклизы и далее на север, захватывая Штокмановско-Лунинскую мегаседловину, зона ОВ III типа постепенно сменяется зоной с полигенетическим составом ОВ (II/III и III/II). Среди групп микрокомпонентов здесь присутствуют как чисто сапропелевые разности ОВ (коллоальгины, сорбомикстинит), так и чисто гумусовые (витринит, лейптинит с небольшим количеством фюзинита), что соответствует группе гумито-сапропелитов (площади Мурманская, Лудловская) и сапрогумитов (площади Арктическая, Штокмановская).

Распространение ОВ II типа (особенно в позднем триасе) прогнозируется в центральной части Северо-Баренцевской синеклизы, куда не распространялось влияние речных систем южных районов современного шельфа. На возрастание роли морских условий в направлении арх. Земля Франца-Иосифа косвенно указывает доминанта ОВ II типа в скв. Северная.

Катагенетическая преобразованность ОВ в отложениях верхнего триаса, выраженная в значениях R_0 , варьирует от менее 0,5 (о. Колгуев) до 0,95–1,0 – депоцентровые зоны Южно- и Северо-Баренцевских синеклиз и поднятие Земли Франца-Иосифа (рис. 53).

Зона незрелого ОВ (R_0 от менее 0,5) распространена широкой полосой на юго-востоке Южно-Баренцевской синеклизы и в виде узкого клина на западном фланге Адмиралтейского мегавала. Нижняя граница зоны колеблется от 0 до 1300 м.

Зона слабозрелого ОВ (МК₁) ($R_0 = 0,5–0,64$) изучена на Куренцовской, Северо-Кильдинской и Штокмановской площадях. Эта зона в виде полосы шириной от 30 до 100 км окаймляет Южно-Баренцевскую синеклизу на восточном, южном и западном флангах. Зона МК₁ располагается на глубине от 1300 до 2700 м, и толщина

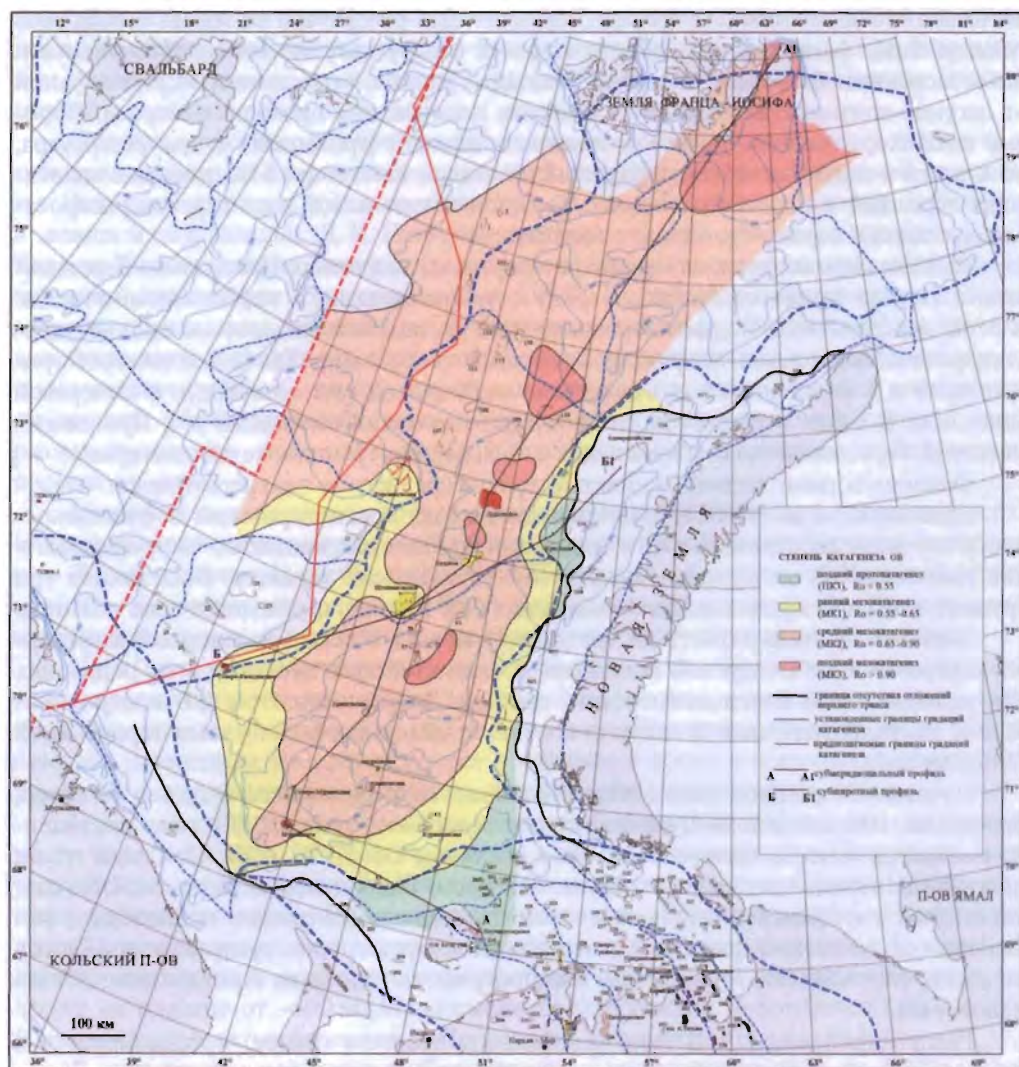


Рис. 53. Схематическая карта катагенеза ОВ верхнетриасовых отложений (по Е. Г. Бро, 1993).

ее, следовательно, не превышает 1400 м. В Северо-Баренцевской синеклизе в отложениях верхнего триаса зона МК₁ отсутствует.

Зона зрелого ОВ (МК₂) ($R_0 = 0,65-0,89$) занимает обширную центральную часть площади Баренцево-Мурманского шельфа, охватывая большую часть Южно-Баренцевской и почти всю Северо-Баренцевскую синеклизы. Зона МК₂ изучена на Арктической, Лудловской, Ледовой, Ферсмановской, Мурманской и Северо-Мурманской площадях, на поднятии Земля Франца-Иосифа. Глубина залегания зоны МК₂ от бортов к центру Южно-Баренцевской синеклизы увеличивается с 2700 до 4200 м. В Северо-Баренцевской синеклизе диапазон глубины залегания заметно иной – от 2500 м на флангах до 3500 м.

Зона высокозрелого ОВ ($МК_3$) с ($R_0 = 0,9-1,14$) прогнозируется в локализованных, наиболее погруженных участках Южно- и Северо-Баренцевских синеклиз и на Штокмановско-Лудловской мегаседловине (пороге). В Южно-Баренцевской синеклизе она располагается на глубине 4200–4400 м (при палеогradientе 30–32 °С/км на Штокмановско-Лунинском пороге на глубине 3500–3750 м (при палеогradientе 33–36 °С/км), а в Северо-Баренцевской синеклизе и поднятии Земли Франца-Иосифа – на глубине от 3500 до 4200 м (при соответствующих палеогradientах 36–38 и 47–50 °С/км). В этих разобщенных участках, соответствующих зоне «нефтяного окна» (главной зоне нефтеобразования) при благоприятном сочетании качества ОВ, резервуаров и надежных покрышек, возможно открытие не только газовых, но и нефтяных месторождений (Грамберг, 1999; Evdokimova et al., 1997).

В региональном верхнепермско-нижнетриасовом резервуаре обнаружены нефтяные залежи на Песчаноозерской, Таркской и Северо-Гуляевской площадях: газовые – на Песчаноозерской, Северо-Кильдинской и Крестовой. Залежи газа открыты в алевроито-песчаных пластах региональной покрышки на Мурманской площади.

В связи со значительной невыдержанностью по площади и разрезу песчано-алевритовых тел в зоне лагунно-континентального осадконакопления мы склонны предполагать, что углеводороды в рассматриваемый резервуар могли поступать и в результате вертикальной миграции из подстилающих резервуар нижнепермских и, вероятно, более древних отложений. По данным Ю. Д. Пушкарева из ВСЕГЕИ (1991), возраст нефти в верхнепермско-триасовом комплексе, по результатам изотопного анализа состава ряда элементов, позднедевонско-раннекаменноугольный. К такому же выводу, на основе сравнения нефти Песчаноозерского месторождения с нефтями территории Тимано-Печорской провинции пришел еще раньше В. С. Соболев из ВНИГРИ в 1984 г. (Suprunenko, Bro, 1994).

Юрско-меловой (юрско-неокомский) терригенный нефтегазоносный комплекс составляет большую часть верхнего терригенного комплекса осадочного чехла Баренцевского шельфа.

На рис. 54 показана схема нижне-среднеюрской части регионального резервуара юрско-мелового комплекса. Отметки кровли резервуара не превышают –2500 м, а его мощность максимальна в центральной части Южно-Баренцевской впадины, где она превышает 800 м. Второй депоцентр приурочен к Северо-Баренцевской впадине, и в обеих впадинах на бортах толща характеризуется максимальной песчанистостью. В основании средней юры прослеживается достаточно выдержанная по простиранию алевроито-глинистая пачка мощностью до нескольких десятков метров, которая рассматривается как зональная покрышка для депоцентров Южно- и Северо-Баренцевской впадин. По данным Т. Н. Вишневской и Г. М. Парпаровой, судя по величине показателя преломления и отражательной способности витринита, степень преобразования рассеянного органического вещества в верхней части регионального резервуара на бортах впадин соответствует градации ПК, а в их наиболее погруженных частях – $МК_1$ (Suprunenko, Bro, 1994). Это обстоятельство предопределяет достаточно высокие коллекторские свойства резервуара и в Южно- и в Северо-Баренцевской впадинах. В рассматриваемом резервуаре открыты газоконденсатные залежи на Штокмановской и Ледовой площадях.

Однако наиболее крупные газовые и газоконденсатные залежи в юрско-меловом комплексе приурочены к региональной покрышке среднеюрско-раннемелового возраста, представленной преимущественно алевроитовыми и глинистыми породами суммарной мощностью от 300 до 800 м, также возрастающей от бортов к центру впадин (рис. 55). При мощности средне-верхнеюрской части покрышки более 300 м

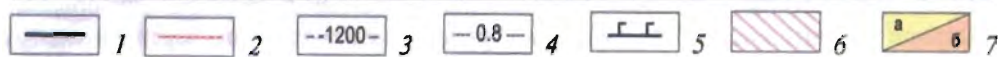
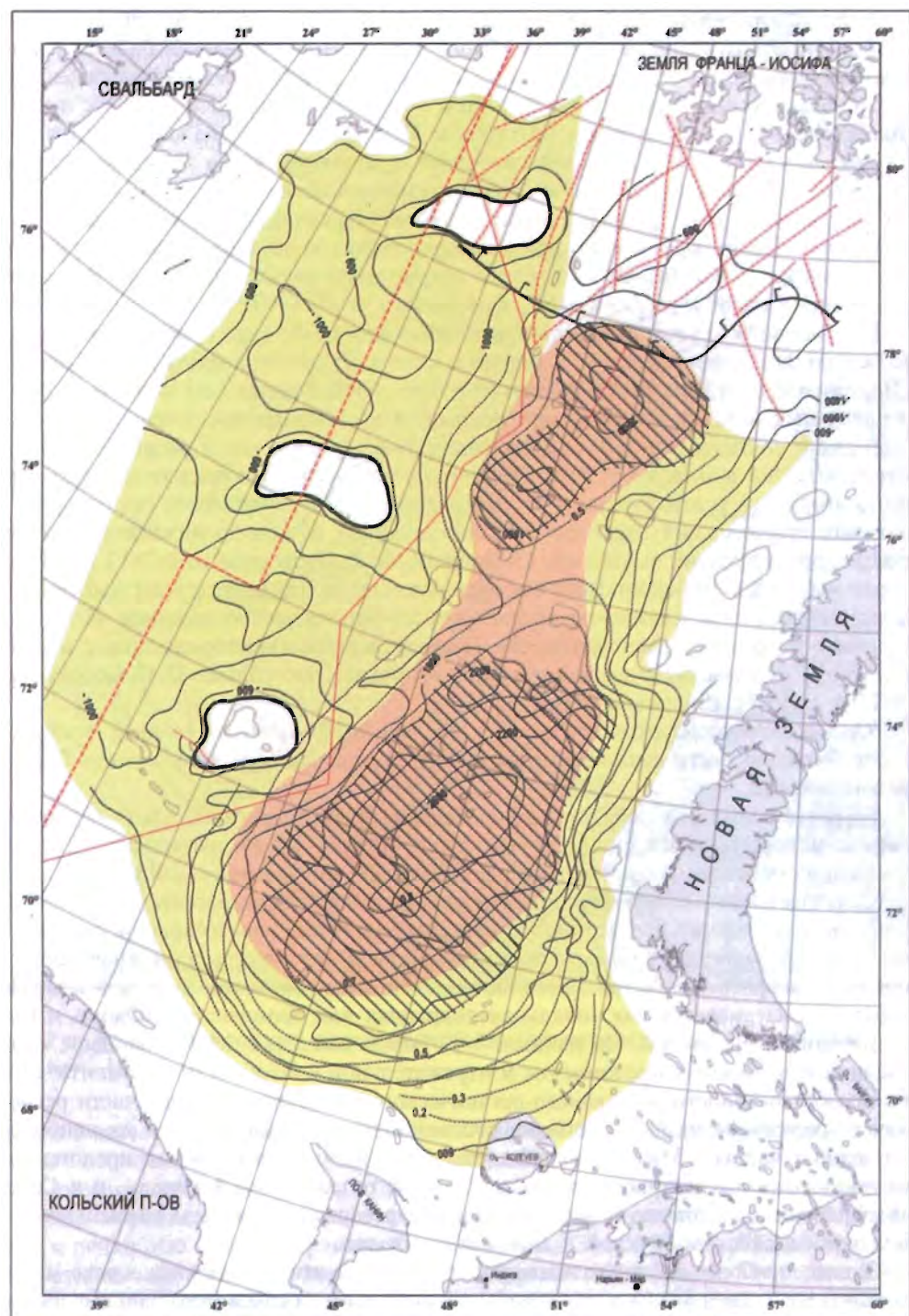


Рис. 54. Схема строения ниже-среднеюрского резервуара Баренцева моря (по Е. Г. Бро, 1993).

1 – граница распространения резервуара на глубине более 500 м; 2 – разрывы; 3 – стратоизогипсы по кровле резервуара, м; 4 – изопакиты резервуара, км; 5 – предполагаемая южная граница зоны массового развития магматических тел в осадочном чехле; 6 – площади распространения зональных и локальных покровов в резервуаре; 7 – градации катагенеза (градации ПК соответствует развитие поровых коллекторов с пористостью 20–40 %, МК₁ – поровых коллекторов с минимальной пористостью до 20–25 %).

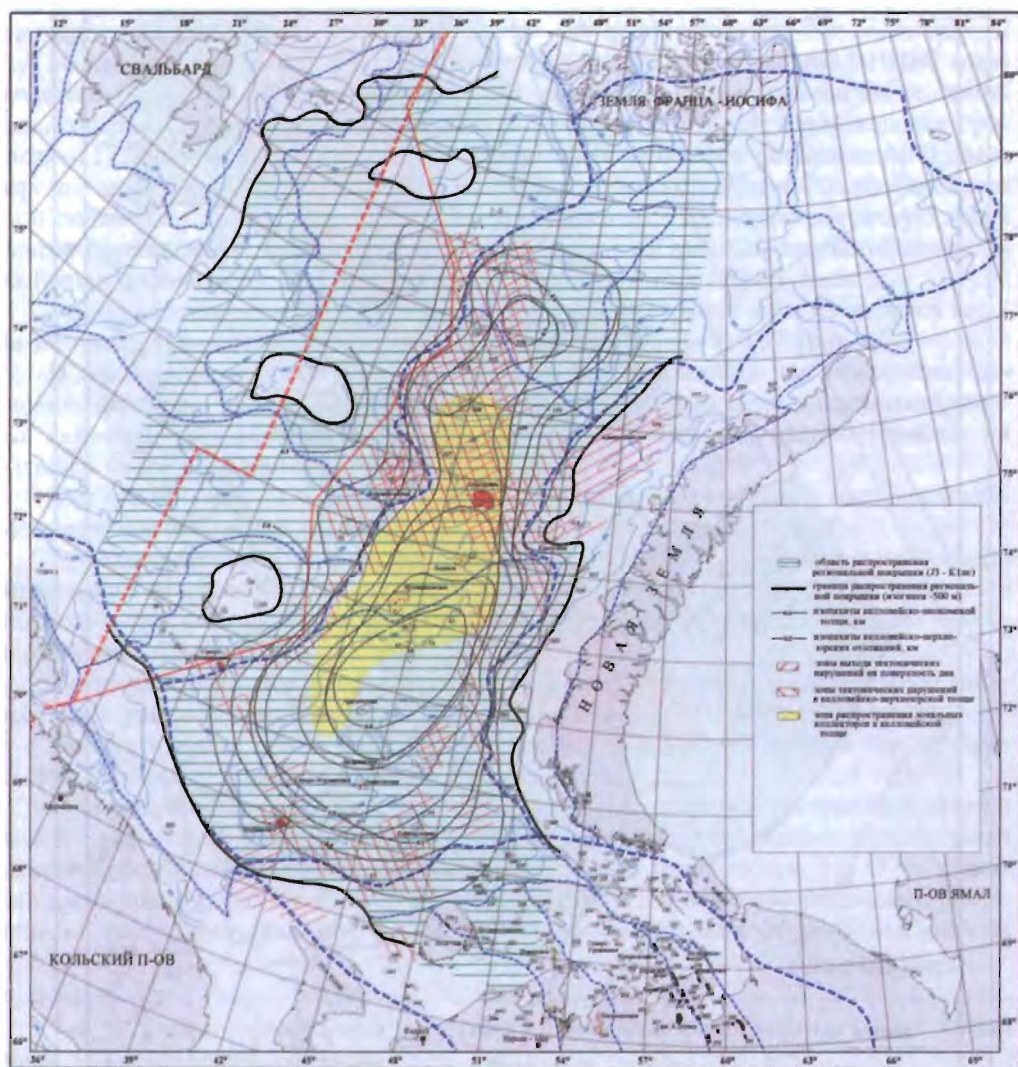
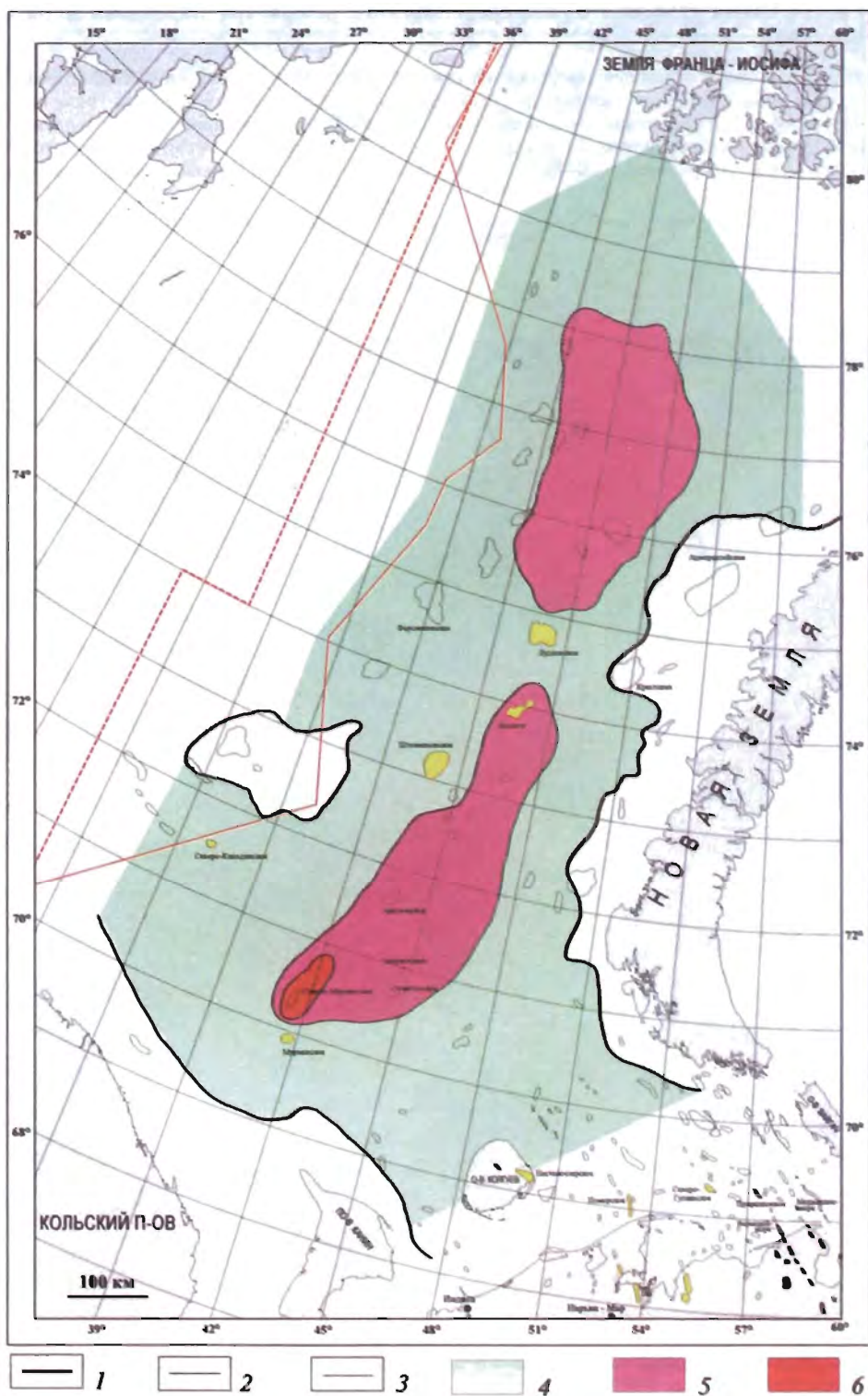


Рис. 55. Схема строения келловейско-неокомской региональной покрывки Баренцева моря (по Е. Г. Бро, 1993).



в нем появляются алеврито-песчаные тела мощностью до нескольких десятков метров. Скорее всего они представляют собой конусы выноса рек. К этим существенно песчаным телам приурочены залежи газоконденсата на Штокмановской и Ледовой площадях и газа – на Лудловской площади. В качестве вероятных нефтегазоматеринских толщ для комплекса рассматриваются «черные глины» верхней юры и алеврито-глинистые породы среднего – верхнего триаса (Грамберг, Супруненко, 1994; Suprunenko, Bro, 1994).

С геохимической точки зрения наибольший интерес представляют верхнеюрские образования (J_3km-v). Их накоплению предшествовала обширная трансгрессия, охватившая не только шельф, но и материковую сушу. Восстановительные условия седиментации, тектонический покой и удаленность от областей сноса способствовали накоплению тонкоотмученных глин, обогащенных гидробионтным растительным материалом.

Геохимические исследования ОВ верхней юры были выполнены ВНИИОкеангеологией на площадях Южно-Баренцевской синеклизы. В центральной части синеклизы содержание органического углерода (C_{org}) достигает 12–14, а в отдельных просях – 17, снижаясь к периферии до 2,2–2,5 %. В комплексе установлены II, III и переходные типы ОВ. Тип ОВ II приурочен к депоцентральной зоне Южно-Баренцевской синеклизы, прогнозируется его распространение и на северо-восточную часть Северо-Баренцевской депрессии. Периферийные зоны Южно-Баренцевской синеклизы (около половины ее общей площади) характеризуются ОВ III типа.

Уровень катагенетической преобразованности ОВ верхней юры изменяется весьма незначительно (от незрелого до слабозрелого): $R_0 = 0,49–0,67$ (рис. 56).

В верхней части юрско-мелового терригенного комплекса над неокомской региональной покрывкой специалисты «Арктикоморнефтегазразведка» выделяют *меловой нефтегазоносный комплекс*, отложения которого широко распространены на большей части Баренцевского региона.

Тип ОВ гумусовый и смешанный с преобладанием гумусовой составляющей. Метаморфизм достигает только стадии протокатагенеза.

Проницаемая часть разреза представлена в основном субугленосными толщами аптского возраста, коллекторы встречаются также в верхних частях неокома и нижнего – среднего альба. Общая мощность проницаемой части достигает 600 м, пористость – 18 %.

Покрывки, развитые в верхнемеловых отложениях, имеют незначительную мощность, а в районе поднятий опесчаниваются и в некоторых случаях размыты.

Продуктивность отложений не установлена, но при проходке этой части разреза повсеместно отмечались высокие газопоказания.

В норвежском секторе Баренцева моря известны две непромышленные залежи нефти в песчаниках нижнего мела во впадине Хаммерфест. Лучшими коллекторами являются феновые песчаники мощностью до 150 м и пористостью 15–17 %, развитые преимущественно в районе поднятия Лоппа. Существенное отрицательное влияние на сохранность залежей в этом комплексе оказал мезозойско-кайнозойский

Рис. 56. Схематическая карта катагенеза ОВ «черных глин» верхней юры – J_3v-km (по Н. К. Евдокимовой, 1997).

1 – граница отсутствия отложений J_3v-km ; 2 – установленные и 3 – предполагаемые границы градаций катагенеза; 4 – поздний протокатагенез ($МК_3$), $R_0 < 0,55$; 5 – ранний ($МК_1$), $R_0 = 0,55–0,65$ и 6 – средний мезокатагенез ($МК_2$), $R_0 = 0,65–0,9$.

апфит и связанные с ним перестройка структурного плана и развитие тектонических нарушений.

Осадочные бассейны, отвечающие кайнозойскому этапу развития Баренцевоморского региона, известны лишь на континентальном склоне глубоководных океанических впадин и прилегающих окраинных частях шельфа.

Три этажа нефтегазоносности Баренцево-Северокарского бассейна (палеозойский, позднепермско-триасовый и юрско-меловой) являются прямым следствием первых трех этапов структурного становления бассейна. С четвертым, кайнозойским этапом, когда проявился мощный апфит, связаны перераспределение залежей нефти и газа и их частичное разрушение.

Обычно влияние новейшего энергичного подъема (апфита) после замыкания бассейна трактуется как резко отрицательное. Оно проявляется в эрозионном срезе, активизации древних и образовании многочисленных новейших дизъюнктивов, в режиме декомпрессии, в раскрытии трещин. Следствием апфита являются также миграция и перераспределение углеводородов вплоть до полного разрушения залежей.

Величина апфита была оценена Н. К. Евдокимовой для конкретных скважин по модели ОСВ (отражательной способности витринита). Она изменяется от 0,75 км на Штокмановско-Лудловской седловине до 1,5–3,0 км на поднятиях северных и северо-западных районов шельфа, а в осевых зонах мегавпадин Баренцевоморского мегапрогиба и на Печорской плите составляет 0,2–0,3 км (Грамберг и др., 1999).

Отрицательное воздействие апфита проявилось преимущественно на бортах Восточно-Баренцевского мегапрогиба. В пределах же самого мегапрогиба наиболее активно воздымался район Штокмановско-Луниинского порога, и здесь происходила интенсивная концентрация углеводородов за счет как латеральной миграции, так, по-видимому, и вертикальной миграции из более древних комплексов по системе разломов, обновленных апфитом.

Как крайнее северо-восточное звено в состав Баренцево-Северокарского бассейна входит северная часть Карского моря, в осадочном чехле которой, как отмечено выше, по результатам интерпретации редкой сети сейсмических профилей, преобладают палеозойские образования предположительно терригенно-карбонатного состава при мощности мезозойских отложений до 1,5–2 км. Можно отметить принципиальное сходство тектонической позиции и геологического строения Северо-Карского бассейна с Тимано-Печорским, однако находятся они на противоположных флангах Баренцевского мегапрогиба и принадлежат, очевидно, к двум различным древним платформам.

Северо-Карский бассейн представляет очевидный интерес в отношении нефтегазоносности. Имеющиеся геологические материалы позволяют предполагать высокую долю нефти в его прогнозных ресурсах углеводородов. В качестве нефтематеринских могут рассматриваться темные кремнистые аргиллиты верхнего кембрия, черные битуминозные аргиллиты и мергели венлокского яруса, но главная роль отводится нами, вслед за предшественниками, обогащенным рассеянным органическим веществом глинистым известнякам, мергелям и известковым аргиллитам, слагающим две пачки в толще среднего девона. Б. А. Клубов (1983) установил, что изменение органического вещества в среднедевонских доманикоидных отложениях на о-вах Северной Земли не превышает градации $МК_2$ и редко достигает $МК_3$. Можно предполагать, что эти породы сохранили свои нефтегенерационные способности и в пределах акватории северной части Карского моря. Результаты истолкования сейсморазведочных данных позволяют рассчитывать на существование в разрезе удов-

летворительных терригенных и карбонатных коллекторов в палеозойских отложениях и достаточно надежных покрышек в палеозойской и особенно мезозойской частях разреза Северо-Карской впадины.

Типичные месторождения нефти и газа

В пределах акватории Баренцево-Северокарского седиментационного бассейна на сегодня открыто 10 месторождений нефти, газа и конденсата, из которых все нефтяные (Приразломное, Варандей-море, Медыньское-море), нефтегазоконденсатные (Северо-Гуляевское) и одно газоконденсатное (Поморское) расположены в Печорском море, в субаквальной части Тимано-Печорской провинции. Здесь сохраняются те же типы месторождений и залежей, что установлены и на территории провинции. При этом в целом на шельфе продуктивны те же интервалы разреза, что и в прибрежных районах территории Тимано-Печорской провинции.

Наиболее крупное из открытых в Печорском море – Приразломное нефтяное месторождение. При испытании скв. № 1 из нижнепермских – верхнекаменноугольных биокластических известняков в инт. 2369–2438 и 2447–2487 м после солянокислой обработки был получен приток нефти дебитом 393 м³/сут (1989). После бурения и испытания в 1993–1994 гг. разведочных скважин 3–5 наличие промышленной нефтяной залежи было подтверждено, а особенности геологического строения Приразломной структуры существенно уточнены (Никитин, Хведчук, 1997).

По кровле пермо-карбонатового коллектора площадь структуры по последней замкнутой изогипсе 2547 м составляет 62,35 км² при размерах 18,3×5,1 км (рис. 57). В юго-восточной части структуры развита сложная система разрывов северо-западной и юго-восточной ориентировки с амплитудой от первых до 100 м и более. Покрышкой для продуктивного горизонта служат глины кунгурского яруса. Продуктивный горизонт представлен двумя карбонатными пластами-коллекторами. Верхний высокопористый пласт – коллектор I, представленный биокластическими известняками, разделен на три части: Ia, Ib и Ic. Верхняя вследствие размыва в своде и на северной части структуры отсутствует. Общая мощность продуктивного пласта I составляет 43–85, а эффективная – 42–85 м. Для продуктивного пласта II – это параметры 49,5–63,0 и 11,1–26,2 м соответственно.

Основные запасы нефти приурочены к пласту I. Средняя пористость его 15,6–21,7 %, проницаемость 0,05–0,4 мкм², средняя нефтенасыщенность 77–95 %. Пласт I испытан во всех четырех вскрывших его скважинах, а пласт II – только в скв. 1. Максимальный дебит нефти после кислотной обработки пласта дала скв. 3. Он составил 677 м³/сут. Дебит нефти из пласта II (скв. 1) до кислотной обработки составил 20 м³/сут. Пласт II не может рассматриваться в качестве самостоятельного объекта разработки. Нефть из пласта I (скв. 1, 3, 5) имеет плотность 0,908–0,914 г/см³, газовый фактор 29,1–47 м³/м³. В газе содержится до 0,4 % H₂S, в нефти содержание серы 2,3 %. Нефть из пласта II (скв. 1) при плотности 0,928 г/см³ характеризуется газовым фактором 25 м³/м³.

Балансовые запасы нефти по Приразломному месторождению по категориям C₁+C₂ оценены в 295 млн т, извлекаемые запасы C₁+C₂ составили 75,3 млн т. Б. А. Никитин и И. И. Хведчук (1997) в качестве главных особенностей строения месторождения отмечают биокластический состав карбонатов; хорошую выдержанность по площади мощности основного продуктивного пласта и его петрофизических свойств; приуроченность повышенных значений пористости и проницаемости коллек-

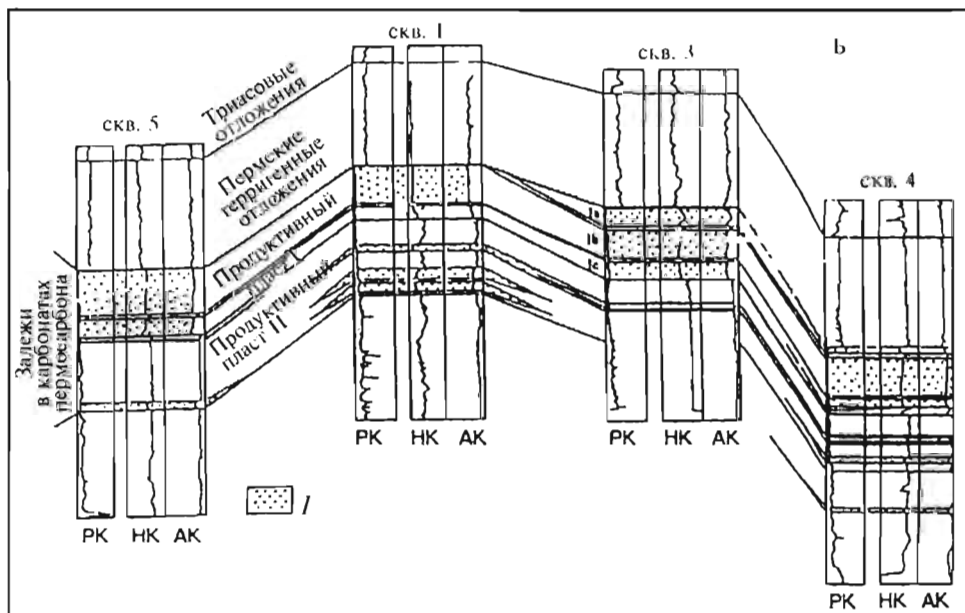
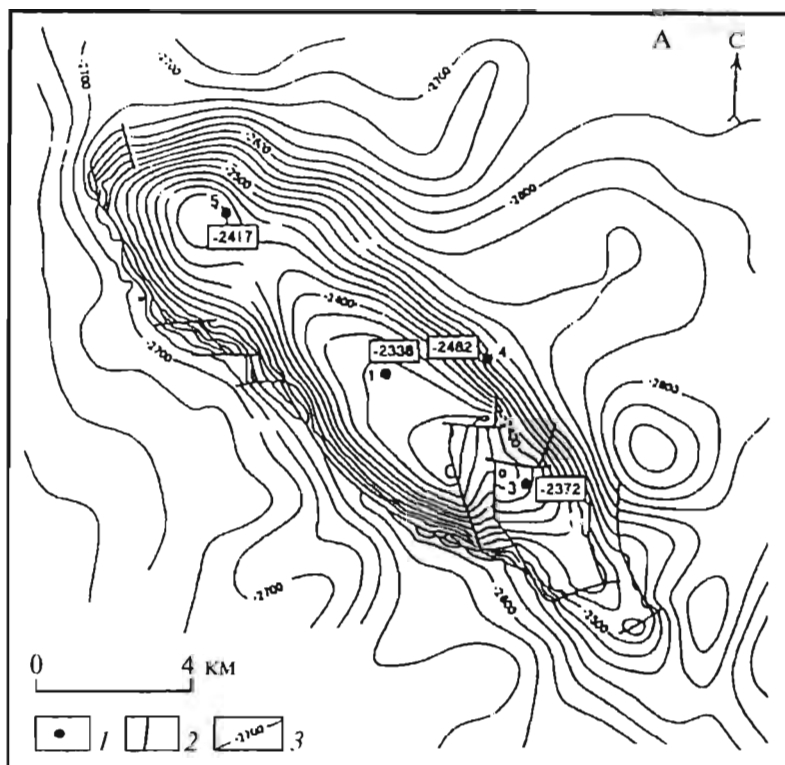


Рис. 57. Нефтяное месторождение Приразломное (по Никитину, Хвещуку, 1997).

А – структурная карта кровли продуктивного пласта I: 1 – разведочные скважины; 2 – разломы; 3 – изогипсы, м (в прямоугольниках – отметки кровли продуктивного пласта I, м); Б – схема корреляции продуктивных отложений: 1 – нефтесодержащие породы.

торов (и соответственно повышенной концентрации запасов) к центральной и южной частям месторождения; значительное развитие вертикальной трещиноватости, особенно в северной части месторождения; увеличение отношения вертикальной проницаемости к горизонтальной от центральной части месторождения к северной (Пикитин, Хведчук, 1997).

Эти черты строения месторождения обуславливают возможность его эффективной разработки с одной ледостойной добывающей платформы, которая сейчас сооружается в г. Северодвинск. В ближайшие годы намечается начало добычи нефти на Приразломном месторождении.

В 1995–1996 гг. пробурены две поисковые скважины на структуре Варандей-море (акваториальное продолжение вала Сорокина) в юго-восточной части Печорского моря, в 30 км к юго-востоку от Приразломного месторождения. Поисковые скважины вскрыли залежи нефти в нижнепермско-среднекаменноугольных отложениях. По данным сейсморазведки МОВ ОГГ структура Варандей-море по отражающему горизонту в кровле карбонатов перми (Ia) имеет размеры 35×5 км и амплитуду около 200 м. Западное крыло и северная периклиналь складки нарушены разрывами амплитудой 150–200 м. После проведения поискового бурения и ВСП в скв. 1 структурный план кровли карбонатного комплекса C_2-P_1 был существенно уточнен. В южной части структуры удалось выделить второй купол размером 2×2 км, приподнятый по отношению к ранее известному куполу, где была пробурена скв. 1 (рис. 58). Залежь нефти в нижнепермско-среднекаменноугольном карбонатном комплексе массивная, размером 19×(2–4) км, высотой 107 м. Продуктивные отложения представлены известняками органогенными, органогенно-детритовыми, пористыми, кавернозными, прослоями глинистыми, уплотненными. Покрышкой для залежи являются глинистые породы кунгурского яруса. По результатам испытания скв. 1 из нижнепермских карбонатов в инт. 1714–1738 м после солянокислотной обработки был получен приток нефти дебитом 109,5 м³/сут (штуцер 22,7 мм), газовый фактор – 32,4 м³/м³. Плотность нефти при 20°C – 0,8995–0,9057 г/см³, содержание серы 2,02 %. В разрезе карбонатного резервуара выделены три продуктивных горизонта (рис. 57), уверенно сопоставляемые с нефтеносными горизонтами Приразломного месторождения и месторождения Варандей на прибрежной суше.

Помимо залежи нефти в нижнепермско-среднекаменноугольных карбонатах, в скв. 1 по данным ГИС, анализам кернa и результатам испытания установлено нефтегазонасыщение песчаных пластов в отложениях кунгурского яруса нижней перми и в нижнетриасовых отложениях. В скв. 1 в отложениях нижнего карбона (яснопольанский надгоризонт визейского яруса) также выделяется ряд, возможно, продуктивных песчаных пластов. Признаки нефтенасыщения по керну и ГИС в той же скв. 1 отмечены и в отложениях турнейского яруса нижнего карбона, и у кровли фаменского яруса верхнего девона, а также, возможно, в еще не вскрытом бурением девонском рифтогенном комплексе (Захаров и др., 1998). Запасы месторождения Варандей-море еще требуют уточнения.

На акватории собственно Баренцева моря открытые газовые и газоконденсатные месторождения приурочены к достаточно пологим и просто устроенным платформенным антиклинальным складкам, площадь которых обычно составляет первые сотни квадратных километров, а для гигантских месторождений типа Штокмановского превышает 1000 км². Важная отличительная особенность месторождений Баренцева моря – продуктивная более молодая мезозойская часть разреза; при этом интервал продуктивности достаточно узок и не выходит за пределы одной системы (рис. 59).

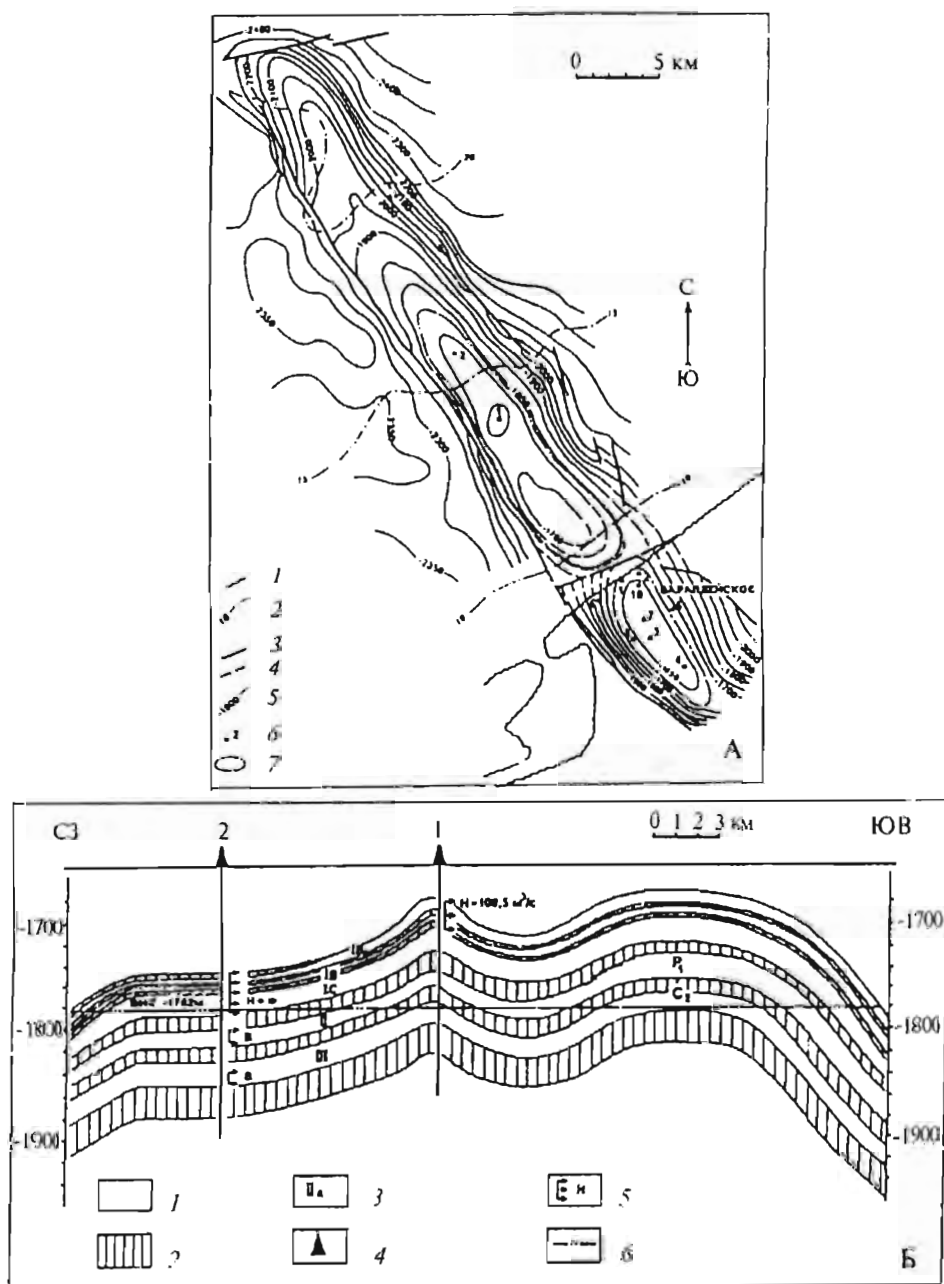


Рис. 58. Месторождение Варандей-море (по Захарову и др., 1998).

А – структурная карта по кровле карбонатных отложений P_1-C_2 ; 1 – береговая линия; 2 – изобаты, м; 3 – установленные и 4 – предполагаемые структурные нарушения; 5 – изобаты кровли карбонатных отложений P_1-C_2 , м; 6 – пробуренные поисково-разведочные скважины; 7 – контуры выявленных залежей нефти в негидропермско-каменноугольных отложениях.

Б – разрез продуктивных отложений P_1-C_2 ; 1 – коллекторы; 2 – плотные породы; 3 – продуктивные горизонты и подгоризонты; 4 – пробуренные скважины; 5 – интервалы испытания и результаты (н – нефть, в – вода, н+ф – фильтрат бурового раствора с пленкой нефти); 6 – принятый уровень ВНК.

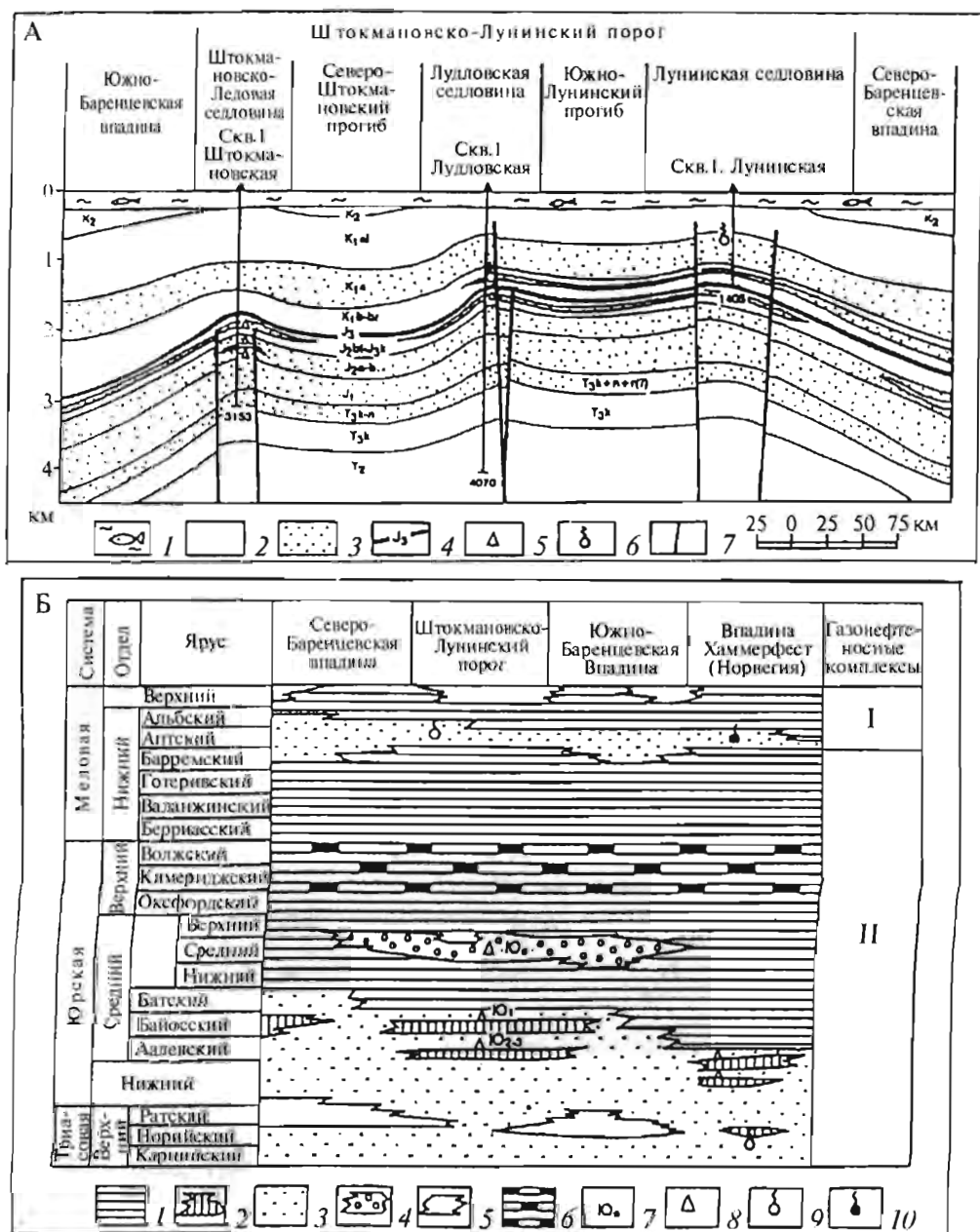


Рис. 59. Геологический профиль **А** и нефтегазоносные комплексы Баренцевоморского шельфа **Б** (Штокмановско-Лунинский..., 1995).

А – 1 – море + кайнозойские отложения; 2 – глинистые и 3 – песчаные отложения; 4 – черные битуминозные глины верхней юры; 5 – газовые и газоконденсатные залежи; 6 – газопроявления, установленные в процессе бурения; 7 – разрывные нарушения.

Б – 1 – региональные и 2 – зональные покровы; 3 – региональные и 4 – зональные резервуары; 5 – участки эрозии и перерывов в осадконакоплении; 6 – черные битуминозные глины верхней юры; 7 – индексы продуктивных пластов; 8 – газовые и газоконденсатные залежи; 9 – газо- и 10 – нефтепроявления.

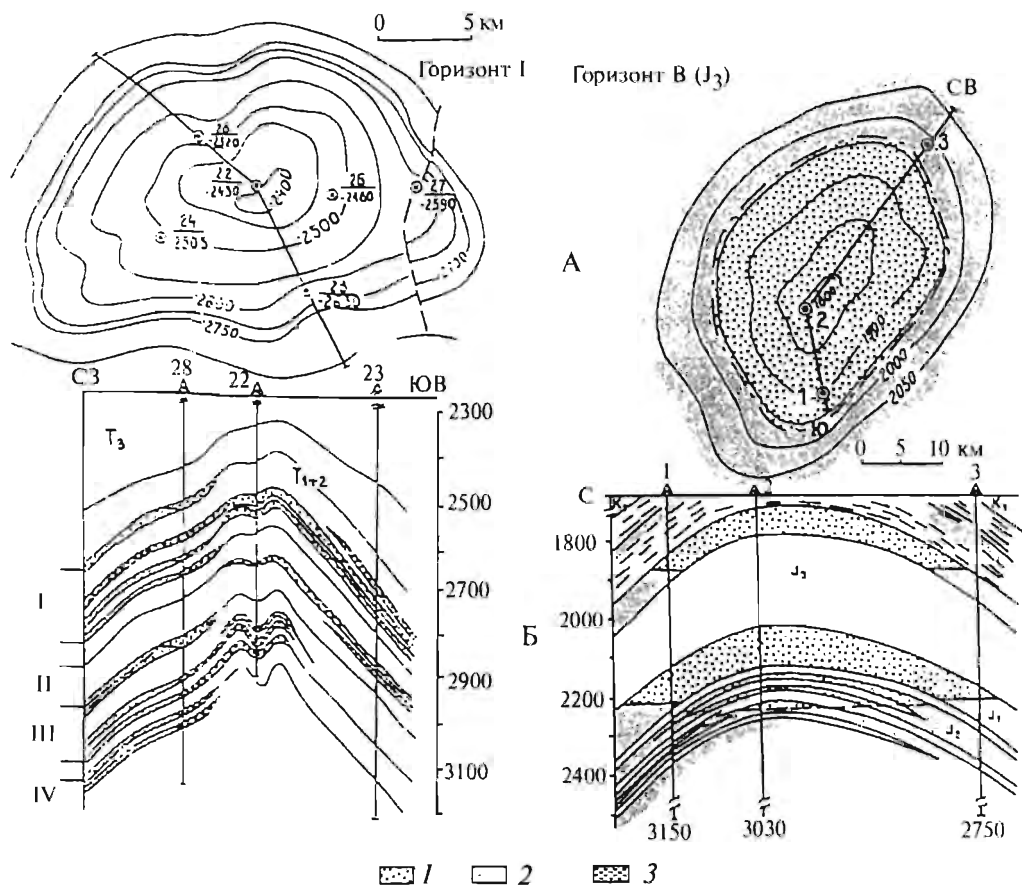


Рис. 60. Месторождения Баренцева моря.

Слева – Мурманское месторождение (Ostistiy and Fedorovsky, 1993); справа – Штокмановское месторождение (Открытия..., 1990).

А – структурная карта по кровле горизонта В (J_3); Б – геологический профиль по линии скважин. 1–3: 1 – газ, 2 – песчаник, 3 – глина.

В качестве наиболее перспективной крупной структуры российского сектора Баренцева моря рассматривается Штокмановско-Лунинский порог (мегаседловина), к которому приурочены все наиболее крупные из открытых газовые и газоконденсатные месторождения моря (Штокмановско-Лунинский..., 1995). Порог наиболее четко выражен в юрско-меловом комплексе и представляет собой сложнопостроенную мегаседловину площадью около 87 тыс. км² и амплитудой около 500 м (рис. 60).

Открытые в пределах Штокмановско-Лунинского порога газовые и газоконденсатные месторождения (Штокмановское, Лудловское и Ледовое) приурочены к отложениям средней юры, а в песчаниках нижнего мела на ряде площадей наблюдались интенсивные газопроявления. Месторождения преимущественно многопластовые, глубоинный интервал продуктивности 1380–2625 м. По типу залежи – пластовые сводовые и пластовые, тектонически экранированные. Коллекторы представлены песчаниками с высокими емкостно-фильтрационными свойствами (открытая межзерновая пористость 16–26 %, газопроницаемость до 2 мкм²). Суммарная мощность продуктивных пластов достигает 85 м при средней эффективной толщине отдельных пла-

стов от 8 до 45 м. Газ всех месторождений метановый (CH_4 – 93–97 %), бессернистый, низкоуглекислый (CO_2 до 1–2 %), с низким содержанием гелия (0,021–0,027). Содержание конденсата в газе 5–12,5, его плотность 0,798–0,820 г/м³.

Приуроченность к Штокмановско-Лунинскому порогу крупнейших газовых и газоконденсатных месторождений Баренцевоморского региона, помимо благоприятного структурного фактора, объясняется его сочетанием с не менее благоприятными литологическими условиями (рис. 60).

Среднеюрско-неокомская региональная экранирующая толща в основном сложена породами с высокими изолирующими свойствами. Кроме того, на Лудловском и Штокмановском месторождениях в толще содержатся песчаники, слагающие продуктивный пласт Ю₀ упомянутых месторождений. Наибольшей мощностью (900–1000 м) эта глинистая покрывка характеризуется в северной части Южно-Баренцевской впадины и на сопредельных участках Штокмановско-Лунинского порога (Штокмановско-Лунинский..., 1995).

Ресурсы нефти и газа

Последняя по времени официальная количественная оценка перспектив нефтегазоносности континентального шельфа России была выполнена по состоянию геолого-геофизической изученности на 01.01.1993 г.

Согласно этой оценке, суммарные начальные ресурсы углеводородов (УВ) российского шельфа составляют более 100 млрд т (в пересчете на нефть) и сопоставимы с запасами крупнейших нефтегазоносных провинций мира (Грамберг, Супруненко, 1993). При этом подавляющая часть этих ресурсов (около 85 %) приурочена к недрам арктических морей России (рис. 61). На арктическом шельфе в свою очередь львиная доля общих ресурсов (более 80 %) сосредоточена в западном секторе – Баренцевом, Печорском и Карском морях.

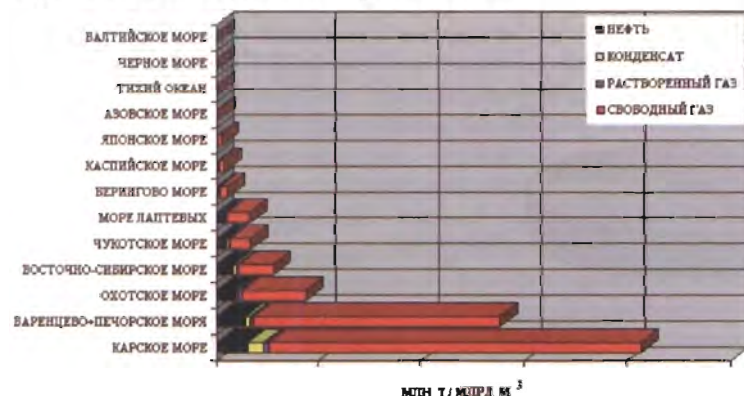


Рис. 61. Распределение извлекаемых прогнозных ресурсов углеводородов по шельфам России.

Печорское море отличается высокой долей нефти в начальных суммарных ресурсах УВ (49 %), около 2 % составляет конденсат (рис. 62). Наиболее богата по общим ресурсам УВ Хорейверская НГО, по ресурсам нефти – Варандей-Адзвинская НГО. Из нефтегазоносных комплексов важнейшими являются нижнепермско-каменноугольный (25 % начальных суммарных ресурсов УВ), ордовикско-нижнедевонский (22 %) и триасовый – 18 % (рис. 63, 64).

В собственно Баренцевом море, извлекаемые ресурсы УВ которого более чем в четыре раза превышают ресурсы Печорского моря, в составе ресурсов резко



Рис. 62. Распределение НСР (млн т у. т.) акваториальной части Тимано-Печорской провинции по фазовому состоянию.

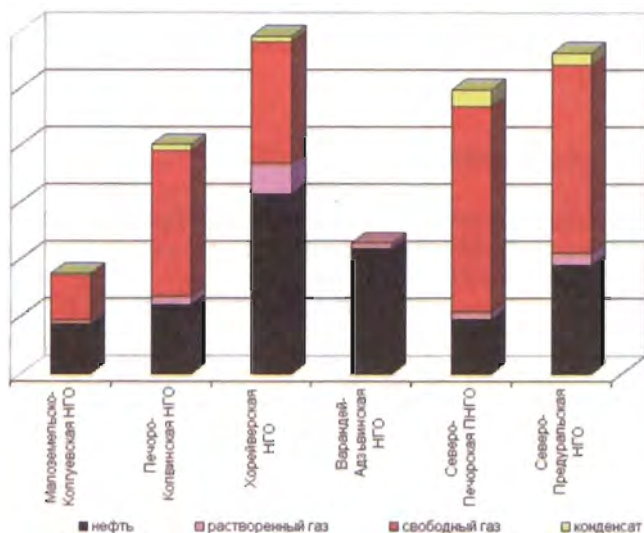


Рис. 63. Распределение НСР (млн т у. т.) по НГО акваториальной части Тимано-Печорской провинции.



Рис. 64. Распределение начальных суммарных ресурсов (млн т у. т.) по нефтегазоносным комплексам акваториальной части Тимано-Печорской провинции.

преобладает свободный газ (более 94 % извлекаемых ресурсов УВ). Основная часть суммарных начальных ресурсов (НСР) УВ в Баренцевом море связана с юрско-неокомским НГК (59 % НСР УВ), около четверти – с верхнедевонско-нижнепермским НГК.

Главная часть ресурсов УВ размещается в верхней части осадочного чехла – до глубины 3000 м. На глубине до 200 м находится менее 30 % ресурсов УВ, до глубины 300 м – почти $\frac{3}{4}$ общих ресурсов и соответственно $\frac{1}{4}$ ресурсов приходится на глубину более 300 м (А. М. Иванова и др., 1998).

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ОСТРОВНЫХ ПОДНЯТИЙ

Архипелаг Новая Земля и о. Вайгач

Архипелаг Новая Земля и о. Вайгач характеризуются разнообразием минерально-сырьевых ресурсов. Ведущими полезными ископаемыми являются свинец, цинк, марганец, медь, плавиковое и оптическое сырье. Достаточно высоки перспективы обнаружения благородных металлов.

На основании связи факторов рудоносности различных частей рассматриваемых островных территорий со стадиями тектонического развития региона выделены три минерагенические области: Вайгач-Южноновоземельская, Центральновоземельская и Северновоземельская, принадлежащие к Пайхойско-Новоземельской минерагенической провинции (рис. 65).

Вайгач-Южноновоземельская минерагеническая область охватывает о. Вайгач, южную часть Новой Земли и ограничена с северо-востока Байдарацким глубинным разломом. Для нее характерно наличие промышленно значимых объектов марганцевых руд и плавикового сырья. Фиксируются проявления твердых битумов, каменного угля, самородной меди, фосфоритов, гипса-ангидрита и агатов. На о. Вайгач, как и на юге Новой Земли, известны малые месторождения и многочисленные проявления свинцово-цинковых руд.

Центральновоземельская минерагеническая область занимает центральную часть Новой Земли. Она ограничена с юга Байдарацким, а с севера – Спорнаволоцким глубинными разломами. Включает в себя наиболее перспективные серебро-полиметаллические и золоторудные объекты, многочисленные проявления твердых битумов, железа, марганца, горного хрусталя.

Северновоземельская минерагеническая область расположена на северном окончании Новой Земли и ограничена с юга Спорнаволоцким разломом. Она отличается относительной бедностью минерагенических перспектив, однако наличие проявлений оолитовых железных руд, плавикового сырья, единичные находки жидких углеводородов (вязких малых) выводят ее в разряд не менее важных индикационных объектов при решении принципиальных вопросов минерагении архипелага в целом и прилегающих нефтегазоносных провинций шельфа.

В выделенных минерагенических областях установлены подразделения низших порядков: Пахтусовская медно-полиметаллическая, золоторудная и Костиншарская меденосная зоны, Матшарский медно-полиметаллический, хрусталеносный, Рогачевско-Тайнинский марганцеворудный, фосфоритоносный, Саханинский и Вайгачский полиметаллические, флюоритоносные районы, Черногорский золото-сурьмяный, Митюшихинский и Шумилихинский – медно-полиметаллические, Безымянский, Рейнеский, Вороновский, Соболевский и Лямчинский – полиметаллические, Черногоубский флюоритоносный узлы.

В целом на Новой Земле и о. Вайгач проявлено в той или иной степени более тридцати формационных типов полезных ископаемых, из них около двадцати относятся к периоду мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизации. В пространственном размещении полезных ископаемых устанавливаются закономерности, обусловленные сочетанием разнородных региональных и локальных минерагенических факторов, при этом выделить главный часто бывает затруднительно. Наиболее масштабные объекты рудного и нерудного сырья, с которыми связываются реальные перспективы промышленного освоения данного региона, несут черты

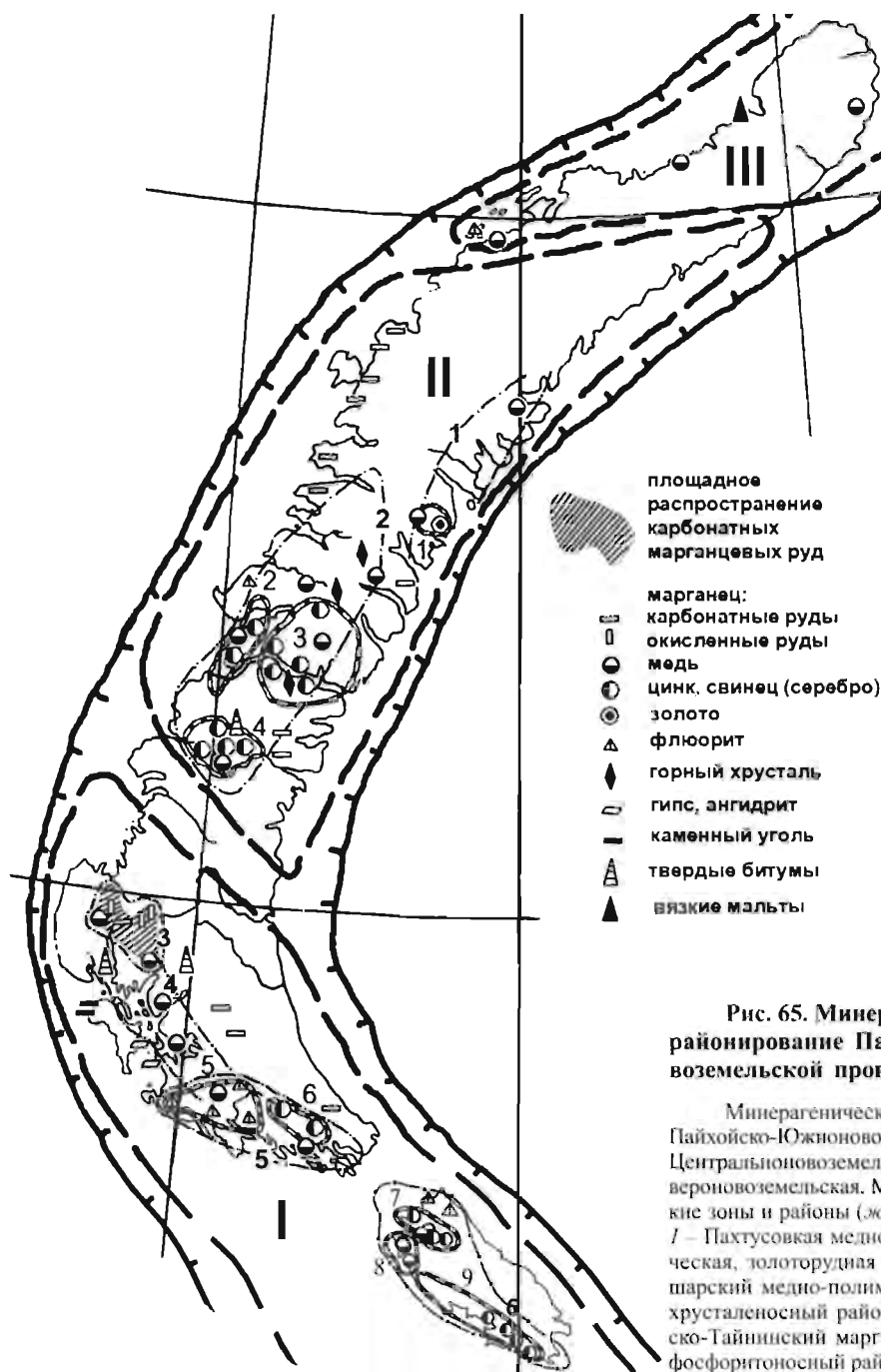


Рис. 65. Минерагеническое районирование Пайхойско-Новоземельской провинции.

Минерагенические области: I Пайхойско-Южноновоземельская, II Центральноновоземельская, III Северонновоземельская. Минерагенические зоны и районы (жирные цифры): 1 – Пахтусовская медно-полиметаллическая, золоторудная зона; 2 – Матшарский медно-полиметаллический, хрусталеносный район; 3 – Рогачевско-Тайнинский марганцеворудный, фосфоритноносный район; 4 – Костиншарская меденосная зона; 5 – Саханнинский полиметаллический, флюоритноносный район; 6 – Вайгачский полиметаллический, флюоритноносный район. Минерагенические узлы (светлые цифры): 1 – Черногорский золото-сурьмный; 2 – Митюшихинский медно-полиметаллический; 3 – Шумилихинский медно-полиметаллический; 4 – Безымянский полиметаллический; 5 – Черногубский флюоритноносный; 6 – Рейнеский полиметаллический; 7 – Вороновский медно-полиметаллический; 8 – Соболевский меденосный; 9 – Лямчинский полиметаллический.

полигенности и нередко полихронности. Такой тип развития обуславливает возможность телескопирования благоприятных факторов, что и предопределяет образование комплексных компактных объектов, локализующих промышленно значимые концентрации сырья.

В результате общей оценки минеральных ресурсов рассматриваемых островных территорий, проведенной Полярной морской геологоразведочной экспедицией совместно с ВНИИОкеангеология, определены их наиболее масштабные сырьевые объекты – Безымянский рудный полиметаллический узел в Центральноновоземельской области и Рогачевско-Тайнинский марганцеворудный район, расположенный на севере Вайгач-Южноновоземельской минерагенической области.

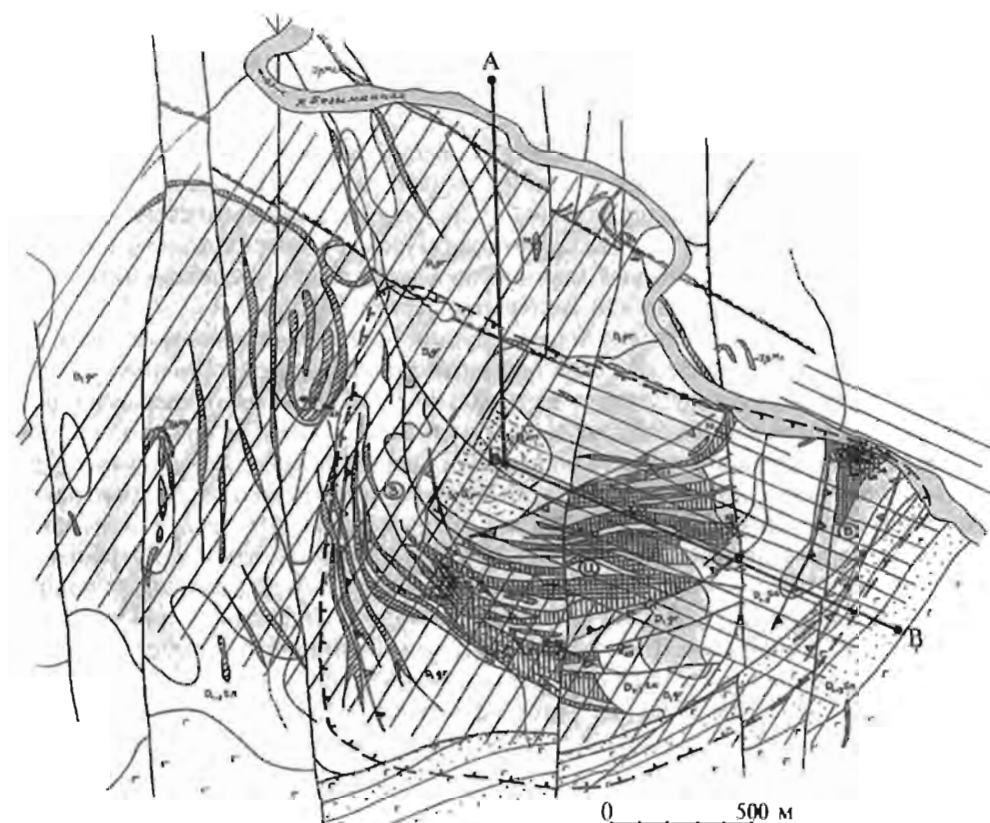
Цинк и свинец относятся к числу ведущих полезных ископаемых рассматриваемого региона. Полиметаллическое оруденение широко распространено в пределах Вайгач-Южноновоземельской и Центральноновоземельской минерагенических областей. Представлено оно двумя формационными типами (скарново-свинцово-цинковым и сульфидным полиметаллическим). Однако наличие перспективных промышленно значимых крупных рудных объектов характерно только для Центральноновоземельского блока. Здесь, в пределах рудных узлов, отмечается наибольшая степень дислоцированности вмещающих оруденение разновозрастных карбонатных формаций, что обуславливает группирование рудных залежей с высокими концентрациями полезных компонентов в системы сближенных эшелонированных рудоносных структур, формирующих высокопродуктивные компактные рудные поля.

Безымянский полиметаллический узел, включающий три рудных поля – Павловское, Северное и Перевальное, является наиболее представительным как в оценке минерагенических перспектив сульфидной полиметаллической формации региона, так и по разнообразию типов руд.

Павловское рудное поле (месторождение) расположено непосредственно в пределах Баренцевоморского побережья, всего лишь в 16–18 км от глубоководного залива (губа Безымянная), удобного для захода под погрузку крупнотоннажных морских транспортов; среди прочих рудных объектов узла отличается своей изученностью.

В контуре Павловского рудного поля на площади около 12 км² развиты отложения верхнего силура, нижнего и среднего девона, образующие деформированную антиклиналь с размахом крыльев до 2–4 км (рис. 66). На крыльях антиклинали фиксируется система разноориентированных рудоносных зон, достаточно хорошо прослеживающихся в современном эрозионном срезе, в сечении абсолютных высотных отметок от 15 до 265 м. Наиболее распространены массивные (сплошные, гнездово-прожилковые, брекчиевые), прожилково-жильные и прожилково-вкрапленные галенит-сфалерит-пиритовые, пирит-галенит-сфалеритовые руды. Состав руд неоднороден. На восточном и западном флангах месторождения доминирует пирит, составляющий 40–90 % рудной массы, а остальная часть представлена мелко- и микрозернистым агрегатом сфалерита и галенита различных генераций. В центральной части распространены мелкозернистые пирит-галенит-сфалеритовые руды. Концентрации свинца в рудах меняются от 1,0 до 2,9 (в среднем 1,2–2,5 %). Содержание цинка варьирует от 1,6 до 17,1 (в среднем 5,8–11,9 %).

Анализ рудоносности Павловского рудного поля показывает, что самые перспективные участки с массовым проявлением богатых и рядовых руд, перемежаемых бедными рудами и минерализованными породами, сосредоточены в юго-восточном секторе антиклинали, где наиболее интенсивно проявлены деформационные структуры низших порядков. Здесь рудные метасоматиты образуют три системы (блоки



Принципальный профиль по линии А - Б - В



Рис. 66. Структура рудоносных элементов Павловского рудного поля (в современном эрозионном срезе).

1 – аргиллиты, известковистые аргиллиты (тайнинская свита); 2 – известняки (грибовская свита); 3 – алевролиты, песчаники кварцевые (паньковская свита); 4 – габброидолериты (костиншарский комплекс); 5 – субщелочные пикродолериты (мезозойский комплекс); 6 – разрывные нарушения; 7 – бедные пирит-галенит-сфалеритовые руды (а), минерализованные породы (б); 8 – рядовые (а), богатые (б) пирит-галенит-сфалеритовые руды; 9 – массивные пирит-галенит-сфалеритовые руды; 10 – граница наиболее перспективной площади (в пределах рудного поля); 11 – ограничения рудных блоков (В – восточный, Ц – центральный, З – западный); 12 – профили геологических, геофизических наблюдений, геохимического опробования.

Западный, Центральный и Восточный) эшелонированных рудных залежей, локализованных в карбонатных породах раннего девона.

Изучение геодинамической эволюции вмещающих оруденение структур свидетельствует о том, что на заключительных этапах складчатости они претерпели стадию поперечных деформаций, отразившуюся в существенном усложнении ранней структуры антиклинали и в формировании сложной системы пликативных и разрывных дислокаций внутри карбонатной и карбонатно-глинистой толщ (в объемах рудовмещающей грибовской свиты нижнего девона) в юго-восточном секторе рудного поля. Реализация всего комплекса напряжений, обусловленных различными этапами складкообразования, привела к формированию на данном участке трех блоков с массовым проявлением объемного катаклаза площадью от 0,4 до 1,2 км² и прослеживаемых на глубину как зоны повышенной трещиноватости и проницаемости. Развитие зон объемного катаклаза по массивам карбонатных пород и заполнение их рудным материалом происходило одновременно с развитием локальных сдвиговых деформаций вдоль ограничительных систем блоков.

Результаты бурения в пределах Восточного и Центрального блоков свидетельствуют о том, что рудонасыщенность поздних (деформационных) структур осложнена неоднородна. Рудолокализирующие продуктивные структуры, как правило, представлены антиклиналями низших порядков по отношению к Безымянской антиклинали в целом. Они имеют протяженность по длинной оси от 600–900 м до 1,5 км и более при ширине 200–500 м. Размах оруденения на глубину в изученных интервалах бурения 100 м и более в сводовых частях структур, первые десятки метров – на крыльях их поперечных сечений (рис. 67).

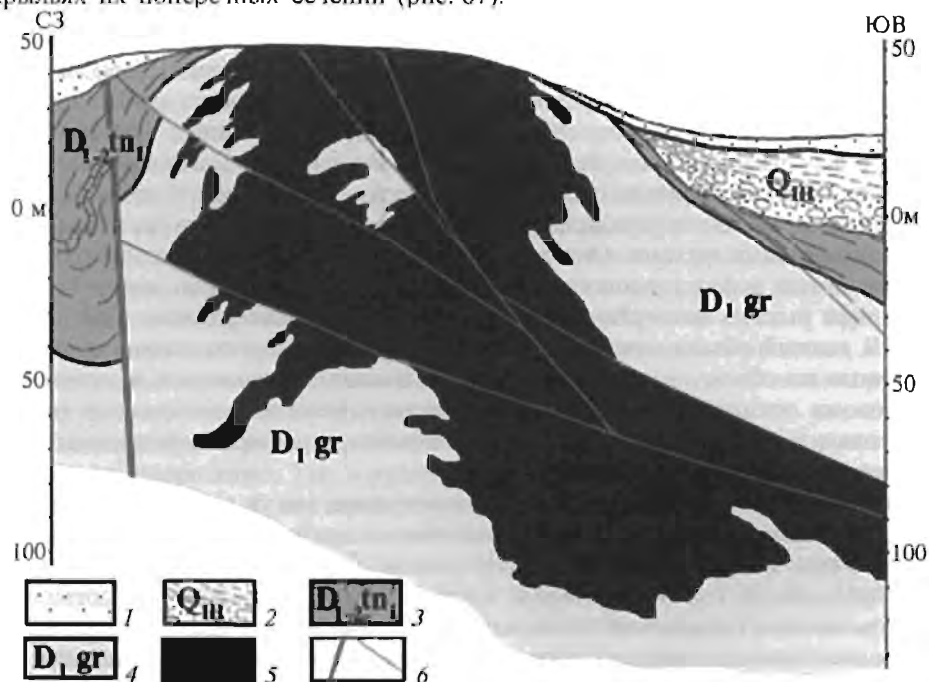


Рис. 67. Геологический разрез вкрест простирания рудного тела (восточный блок месторождения).

1 – щебнисто-глибовые пролювиально-делювиальные образования; 2 – морские галечники и глины; 3 – аргиллиты, глинистые сланцы; 4 – известняки; 5 – пирит-галенит-сфалеритовые руды; 6 – разрывные нарушения.

В целом структура рудоносных элементов Павловского рудного поля, закартированная путем непосредственного прослеживания рудных и окорудных образований в естественных выходах и элювиальных развалах, в скважинах колонкового бурения хорошо соотносится со структурным рисунком поля высокоамплитудных геохимических аномалий свинца, цинка, серебра во вторичных ореолах рассеяния.

Отмеченные особенности композиции деформационных структур, структур рудных элементов в сопоставлении с элементами структурного рисунка аномальных геохимических полей Ag, Pb, Zn находят свое отображение и в электрофизических полях, показывающих закономерности распределения параметра f_k^p в горизонтальном и вертикальном срезях, подтверждая наличие многоуровневой системы (типа штокверка) в распределении высокоградиентных аномалий от поляризуемых объектов, отождествляемых с продуктивными рудными залежами.

Высокая степень коррелируемости прямых геологических, геохимических и геофизических данных, подтверждаемая данными бурения, позволяет надежно оценить ресурсы рудного поля. По своим качественным показателям руды Павловского месторождения являются серебросодержащими и соответствуют используемым промышленностью. Исследования технологических свойств руд, произведенные отделом обогащения минерального сырья ЦНИГРИ, показали, что они составляют единый технологический тип, для которого приемлема схема прямой селективной стадияльной флотации. При этом были получены кондиционные марочные концентраты: свинцовый – марки КС-4, цинковый – марки КЦ-1. Общие ресурсы свинца и цинка (вместе с утвержденными ГКЗ запасами категорий C_2 и C_1) в Центральном и Восточном рудных блоках составляют около 10 млн т.

Комплексе сопутствующих элементов в рудах, кроме серебра, представлен висмутом, германием, кадмием, таллием, ниобием, индием, иттрием, церием.

Северное рудное поле, образования которого представляют собой природный рудный концентрат со средним содержанием цинка до 35, свинца – до 20 %, расположено в верховьях р. Малая Безымянная, в 16 км севернее Павловского месторождения. Фрагменты его рудоносной системы контрастно дифференцированы по главным полезным компонентам (свинцу и цинку). Рудные тела представлены практически мономинеральными жилами. Они характеризуются сложной морфологией, изменчивой мощностью и фиксируются в слабообнаженных фрагментах, выступающих из-под шлейфа рыхлых четвертичных образований. По классификации ГКЗ для целей разведки данный объект относится к третьей группе. Ресурсы свинца и цинка, определяемые по объему и рудонасыщенности жильных штокверков в «цинковом» и «свинцовом» секторах рудного поля, составляют несколько миллионов тонн. Для галенитовых и сфалеритовых руд данного объекта характерно практическое отсутствие железа, мономинеральный состав руд.

Элементы-примеси, учитывая их концентрации, могут в будущем иметь самостоятельное значение среди главных полезных компонентов. Среднее содержание серебра в рудах составляет 100–200 г/т. Галлий фиксируется в пределах десятых долей процента, а индий, германий, иттрий, иттербий, ниобий – в сотых долях. Несмотря на прогнозируемые сложности разведки, руды Северного рудного поля выгодно отличаются от рудных образований Павловского месторождения практическим отсутствием вредных примесей, высокой концентрацией полезных компонентов, селективным характером локализации свинцовых и цинковых концентратов.

Таким образом, Безымянский рудный узел представлен уникальными по масштабам объектами с различными минеральными типами серебросодержащих свинцово-цинковых руд (в том числе высокосортными). Их совокупные ресурсы оцени-

ваются в десятки миллионов тонн свинца и цинка (в категориях P_2 и P_3). Оценочные параметры наиболее продуктивных частей Павловского месторождения, рассчитанные по объему рудной массы, превосходят показатели мирового среднестатистического (не освоенного промышленностью) месторождения. По суммарному объему руды перспективные объекты Безымянского узла могут конкурировать с супергигантским месторождением Антамина в Перу.

Следует подчеркнуть выгодную позицию Безымянского рудного узла. Все его промышленно значимые объекты находятся в легкодоступных частях Баренцевоморского побережья и отстоят от глубоководного залива (губа Безымянная) всего лишь на 16–32 км. В непосредственной близости (всего лишь в 200 км к западу) на баренцевоморском шельфе расположены уникальные по запасам газоконденсатные месторождения Штокмановское, Ледовое, Лудловское, которые могут рассматриваться как сырьевые источники энергообеспечения будущих горнорудных производств.

Расстояние до ближайших морских портов Кольского п-ова – 800 км, до перегрузочного терминала порта г. Архангельск – 1000 км, до терминалов горнорудных предприятий Северной Европы – 1000–1200 км. Обеспечение круглогодичной навигации в рассматриваемой части акватории Баренцева моря не требует особых затрат. Известные разрабатываемые запольярные полиметаллические месторождения Сев. Америки (Нанисивик, Полярис, Ред-Дог) находятся в более суровых климатических условиях.

Из прочих рудных объектов сульфидной полиметаллической формации Новой Земли можно выделить Шумилихинское рудопроявление одноименного рудного узла (Центральноновоземельская минсрагеническая область), которое изучалось в 1951–1953 гг. с применением тяжелых видов поисковых работ (колонковое бурение, проходка подземных горных выработок). Оруденение охватывает площадь в 1,2 км², в пределах которой установлено несколько разобщенных рудных залежей мощностью 1–3 м и протяженностью в десятки метров. Концентрации цинка в рудах варьируют от 1,2 до 24,89, свинца – от 1,0 до 14,33 %. Суммарные прогнозные ресурсы свинца и цинка в категории P_1 соответствуют среднему месторождению.

В *Саханинском рудоносном районе* Вайгач-Южноновоземельской минсрагенической области сульфидная полиметаллическая формация представлена серией рудопроявлений Рейнекского узла. Суммарные прогнозные ресурсы свинца и цинка категории P_3 оценены в 3 млн т. Однако здесь продуктивные рудные залежи не формируют сближенных систем и разобщены большими объемами пустых пород.

Свинцово-цинковые месторождения о. Вайгач локализованы в пределах *Лямчинского рудно-полиметаллического узла*. Все они тянутся цепью вдоль системы разрывных структур северо-западного простираения. Примечательным фактом является отчетливое изменение основных параметрических свойств руд этих месторождений с юго-востока на северо-запад. Так, в рудах месторождения Красное отношение свинца к цинку составляет 1:4, на месторождении Пайго-То это отношение примерно 1:7, а на месторождении Талата-Сале данное отношение соответствует 1:8. Наиболее значимо по масштабам оруденения месторождение Раздельное, суммарные запасы свинцово-цинковых руд которого составляют в категории A_2 – 26, В – 1227, C_1 – 970 тыс. т при содержании свинца до 5,5, цинка до 5,7 %. Запасы прочих месторождений (Красное, Пайго-То, Талата-Сале) категории C_1 составляют около половины запасов месторождения Раздельное при более низких (до 3 %) содержаниях свинца и цинка. Несмотря на четырехлетнюю эксплуатацию, запасы месторождений о. Вайгач в ГКЗ не утверждались. Сложность горно-геологических условий (выраженных интенсивной трещиноватостью пород, их обводненностью), незначительность запасов послужили причиной консервации данных рудных объектов.

Для свинцово-цинковых руд месторождений Лямчинского узла на о. Вайгач характерно повышенное содержание кадмия – 0,1–1,0 и германия – 0,01 %. Причем отмечено наличие собственных минералов германия – германита и реньерита.

Марганец. Перспективы марганценосности рассматриваемого региона обусловлены широким развитием многочисленных рудопроявлений карбонатной марганцеворудной формации. Они локализованы в пределах двух минерагенических областей – Вайгач-Южноновоземельской и Центральноновоземельской и только на архипелаге Новая Земля.

Проявления карбонатной марганцеворудной формации образуют уникальные по объему скопления карбонатных марганцевых руд. Наиболее масштабным, как уже отмечалось выше, является Рогачевско-Тайнинский марганцеворудный район, где карбонатные марганцевые руды распространены на площади около 800 км² и приурочены к средней части разреза среднего – позднего карбона – ранней перми, представляющей собой совокупность фаций морских осадков стагнированного бассейна.

Общая мощность марганцеворудной толщи 45–50 (на юго-востоке) и 110–130 м (на севере района).

Рудные тела линзовиднопластообразны, фациально устойчивы по латерали, в центральной части района (потенциальное месторождение Рогачевское) они прослежены буровыми скважинами на глубину до 500 м. Мощность их колеблется от 1 до 10–12 и 20–25 м. Основная масса руд характеризуется сложным сочетанием карбонатов марганца с кварцем и терригенными обломками. Главным рудным минералом является родохрозит. Остальные карбонаты марганца (кутнагорит, манганосидерит, марганцевистые доломит и кальцит) составляют в рудах постоянную, но незначительную примесь. Среднее содержание марганца в рудах от 8–12 до 15 %.

Исследования технологических проб, произведенные институтом «Уралмеханобр», показали, что эти руды могут быть использованы для получения концентратов I и II сорта (методами гравитационно-магнитного обогащения). Они пригодны для производства силикомарганца и ферромарганца, а при гидрометаллургической доводке этих концентратов возможно получение концентрата IА, пригодного для производства металлического марганца и высокосортного ферромарганца.

Ресурсы карбонатных руд марганца на Рогачевском месторождении превышают 3 млрд т металла. Основными недостатками руд являются их бедность, высококремнистость и сложность технологической переработки. Однако это не исключает возможности практического освоения месторождения в не столь отдаленном будущем.

Известные здесь же руды окисленного марганца, ресурсы которых оцениваются в 1,7 млн т, относятся к формации линейных кор выветривания, имеют достаточно выгодные экономические и географические параметры. Их выходы локализованы в довольно компактное рудное поле (Северо-Тайнинское), расположенное всего в 60 км от морского порта в пос. Белушья губа. В пределах данного рудного поля сосредоточено до 1,5 млн т окисленных марганцевых руд, доступных для открытого способа добычи. Более трети их ресурсов приходится на пероксидные разности руд, содержащие марганца 37–57, оксида марганца 65–90, оксидов железа до 2,5–3, кремнезема до 1,0–1,5, щелочей до 0,07 %.

Первичные технологические исследования единичных проб окисленных марганцевых руд показали различные варианты возможного их использования в металлургической промышленности. Для производства металлического марганца рассматриваемое пероксидное сырье может использоваться, практически минуя стадию обогащения (после дробления и промывки, с металлургическим обесфосфориванием).

Северо-Тайнинское рудное поле расположено на левобережье р. Сев. Тайная. Здесь, в пределах полосы протяженностью 10 при ширине 2 км установлено более семи рудных залежей. Все они приурочены к дизъюнктивным нарушениям III порядка, развитым в зоне крупного осложнения пликативных структур, вмещающих пачки и прослои родохрозитовых пород.

Структурно-вещественные параметры рудных залежей окисленного марганца однотипны (мощность — до 40, протяженность — от сотни до 800 м, залегание под углом 30–40°), прослежены буровыми скважинами на глубину 100–150 м.

Развиты два типа руд, дифференцированных в зависимости от структурного положения и состава вмещающих оруденение пород. Для южных, тыловых, частей рудного поля, где развиты преимущественно карбонатные, карбонатно-глинистые отложения нижнего карбона, характерно развитие пиролюзит-псиломелановых, пиролюзитовых пероксидных руд со следующими технологическими показателями (Уралмеханобр, 1986):

- выход пероксидного концентрата крупностью 20–8 мм 23,3 %, с массовой долей марганца 54,84, пероксида марганца (MnO_2) 81,5, при извлечении марганца в концентрат 26,5 %;

- выход металлургических концентратов крупностью 20–8 и 8–0 мм составляет соответственно 32,9 и 43,8 %, с массовой долей марганца 45,3 и 46,85, при извлечении марганца в концентраты 30,9 и 42,6 %.

Качество руд первого типа соответствует техническим условиям на марганцевые концентраты I сорта для производства ферромарганца. Учитывая, что 65,4 % марганца относительных связано с пиролюзитом, эту руду можно использовать для получения пероксидного концентрата II сорта.

Во фронтальной части рудного поля, непосредственно примыкающей к рудовмещающим родохрозитовым пачкам пород, в пределах линейных кор выветривания, развитых по терригенно-глинистым отложениям позднего карбона — ранней перми, фиксируются залежи пиролюзит-псиломелан-манганитовых руд со следующими технологическими свойствами: выход концентрата 70,2 с массовой долей марганца 31,1, при извлечении марганца в концентрат 86,3 % по магнитной схеме обогащения.

Следует отметить, что при прослеживании рудных залежей данного типа бурением неоднократно отмечалось существенное улучшение качества руд (повышение концентраций марганца и приближение их свойств к пероксидным разностям) с глубиной.

В пределах Северо-Тайнинского рудного поля все установленные на сегодняшний день рудные залежи окисленного марганца могут извлекаться открытым способом и составляют первую очередь освоения марганцеворудного сырья данного района.

Перспективность остальных известных проявлений марганцевых руд Новой Земли на сегодняшний день не определена.

Золото. Перспективы золотоносности региона связаны с проявлением золото-сурьмяно-мышьяковорудной формации в районе горы Черная на Новой Земле (Центральноновоземельская область), где в апикальной части раннемезозойского гранитного массива расположено локальное рудное поле (3 км²). В пределах рудного поля фиксируются две золоторудные зоны шириной 5–20 и протяженностью до 200 м. Зоны оруденения развиваются вдоль пары сближенных разрывных нарушений, трассируемых в северо-западном простирании окварцованными катаклазитами и тектоническими брекчиями по гранодиоритам эндоконтактовой фации с выходом во вмещающие ороговикованные карбонатно-глинистые сланцы.

Рудная минерализация представлена крупными вкрапленниками (1–3 см в поперечнике) и гнездами (до 30 см) агрегатной смеси антимонита и арсенопирита. В подчиненном количестве, в виде мелкой рассеянной вкрапленности и небольших прожилков, отмечаются халькопирит, блеклые руды, сфалерит, пирит, марказит, кобальтин и гематит. Минерализация устанавливается как в субстрате тектонитов, так и в кварцевых жилах (мощностью до 1 м, протяженностью сотни метров), развивающихся вдоль трещин, соосных доминирующему направлению распространения тектонических брекчий в пределах рудного поля. По данным анализов штучных проб концентрации золота варьируют от 1,6 до 33,1 г/т. Кроме того, в рудах содержатся сурьма и мышьяк – до 1 %, свинец – 0,5, цинк – 0,05–3,0, медь – до 1, никель и кобальт – 0,08 %. Прогнозные ресурсы золота в пределах рудного поля оцениваются в 10 т металла категории P_3 . Остальные разрозненные пункты золоторудной минерализации устанавливаются в различных частях Центральнo-новоземельской и Вайгач-Южнонo-новоземельской минерагенических областей. Все они относятся к гидротермальным образованиям золото-сульфидной формации и представлены единичными выделениями самородного золота, находящегося в микроагрегатных сростках с разнообразными минералами сульфидной группы, преимущественно в кварцевых жилах.

Медь. Медное оруденение района разнообразно по генезису и рудно-формационным типам. Оно зафиксировано во всех трех минерагенических областях. Медное оруденение представлено четырьмя рудными формациями: самородной меди, медистых песчаников, сульфидной медно-никелевой и сульфидной полиметаллической, а также несколькими типами минерализации: кварц-халькозиновым, халькопиритовым, кварц-кальцит-халькопиритовым и гематит-халькопиритовым. Наибольшего внимания заслуживают проявления самородной меди, сосредоточенные в Вайгач-Южнонo-новоземельской минерагенической области в пределах Костиншарской меденосной зоны (особенно на п-ове Медный). Для Костиншарской зоны ресурсы меди категории P_3 оцениваются в 30 тыс. т. Однако небольшие мощности вулканогенной толщи, вмещающей оруденение, малые параметры рудоносных зон, рудных тел, указывают на низкие перспективы обнаружения здесь крупных меднорудных объектов.

Флюорит. Проявления флюорита также установлены во всех трех минерагенических областях островных территорий. Промышленный интерес представляют проявления флюорита, локализованные в пределах Черногубского рудного узла: Раковское, Черногубское и Циволькинское (Вайгач-Южнонo-новоземельская минерагеническая область). Они рассматриваются как потенциальные месторождения, самое крупное из которых (Раковское) соответствует среднему месторождению. В целом для Черногубского узла ресурсы флюорита оцениваются в 20 млн т.

Флюоритовое оруденение локализовано в известняках раннего девона и контролируется разрывными нарушениями субширотного, северо-западного заложения. Как правило, флюоритоносные зоны размещены вдоль тектонических нарушений, осложняющих крылья антиклинальных структур III–IV порядков. Здесь фиксируются обильная вкрапленная, прожилково-жильная и гнездовая кальцит-флюоритовая минерализация. В пределах этих линейных структур выделяются штокверкообразные ступени рудных образований, нередко достигающие нескольких десятков метров в поперечнике. Флюорит этих проявлений может быть использован в качестве флюса в металлургической промышленности и как сырье для получения технического плавика. Некоторые разновидности флюорита Раковского и Циволькинского проявлений соответствуют ГОСТам оптического сырья.

Флюоритовая минерализация о. Вайгач пространственно локализована в двух районах. Ямаляхинская группа флюоритовой минерализации расположена на северо-восточном побережье о. Вайгач, структурно облекая с северо-востока медно-полиметаллические объекты Вороновского рудного узла. Все проявления флюоритовой минерализации здесь приурочены к тектоническим нарушениям, осложняющим структуры восточного крыла Вороновской антиклинали. Многочисленные зоны дробления по разновозрастным известнякам и доломитам насыщены флюорит-кальцитовыми прожилками, гнездами и вкраплениями. Однако значительных рудных скоплений не установлено. Другая группа проявлений флюоритовой минерализации локализована в районе губы Лямчина, развиваясь по брекчированным карбонатным породам силурийского возраста. Преобладает вкрапленный тип минерализации. Степень рудонасыщенности различна для разных участков. Характерно, что флюоритовая минерализация Лямчинского рудного узла сочетается с рудно-полиметаллическими объектами, определяя собой внешние фланги латеральной зональности.

Хуже изучены проявления флюорита Центральноновоземельской и Североновоземельской минерагенических областей. Однако наличие таких крупных объектов, как проявление на о. Берха, которое по своим характеристикам соответствует среднему месторождению (более 600 тыс. т), и проявлений южнее губы Крестовая, позволяют считать эти районы также перспективными в отношении химического сырья.

Кварц оптический и пьезоэлектрический. Проявления кварца связаны с хрусталеносными кварцевыми жилами в разновозрастных терригенных и карбонатных породах. Они распространены преимущественно в Центральноновоземельской минерагенической области в зоне шириной более 20 км, прослеживаемой от южного побережья прол. Маточкин Шар до зал. Норденшельда. Наиболее перспективные проявления установлены в Матшарском хрусталеносном районе. Часть их опробована в 50-е годы прошлого века на пьезокварц – оценка была отрицательной. Плавки нескольких технологических проб показали, что кварц может быть использован при производстве оптического стекла марок КВ, КИ и КУ. Подобное по качеству сырье добывается на месторождениях Приполярного Урала. Широкое развитие хрусталеносных кварцевых жил и значительные их параметры позволяют считать центральный район Новой Земли перспективным для возможного обнаружения месторождений оптического кварца.

Рудопроявления других полезных ископаемых (железа, никеля, молибдена, вольфрама, мышьяка, фосфоритов), фиксируемых в рассматриваемом регионе, не имеют достаточно продуктивного выражения как по размаху генерационных процессов, так и по качеству установленных проявлений. Большинство из них характеризуется наличием опосредованных, а иногда и прямых парагенетических взаимосвязей с доминирующими в районе типами рудного и нерудного сырья, поэтому не всегда представляется корректным рассматривать их как проявления самостоятельных формаций.

Исследования последних лет привели к обнаружению на Новой Земле, в пределах пограничных систем Байдарацкого и Главного Новоземельского глубинных разломов, мезозойских магматических образований, подобных щелочно-пикритовому комплексу провинции Вандага (Зап. Австралия), с которыми связывается обнаружение трубообразных тел, выполненных магматогенно-эксплозивным, частично глинизированным материалом (басс. р. Безымянная, верховья рек Рогачева и Нехватова), весьма перспективных на коренную алмазонасность.

Гипс, ангидрит. Значительные по размерам проявления гипса и ангидрита расположены в Вайгач-Южноновоземельской минерагенической области на о-вах Але-

бастровых и Междушарском арх. Новая Земля. Прогнозные ресурсы этих проявлений оцениваются в 20 млн т. Сырье пригодно для производства вяжущих стройматериалов и для использования в химической промышленности.

Каменный уголь. Проявления каменного угля известны в Вайгач-Южновоземельской минерагенической области. Они расположены на о. Междушарский (арх. Новая Земля), к востоку от м. Шадровский и связаны с паралическими фациями позднепермских отложений. Здесь в береговых обрывах среди песчаников наблюдаются два пласта угля мощностью 0,4 и 0,6 м и три линзовидных прослоя мощностью от 2 до 7 см. В пластах уголь тонкополосчатый, матовый и блестящий, в прослоях матовый и сажистый, иногда переходящий в углистые аргиллиты.

Микрокомпонентный состав угля представлен витринитом – 71–75, семифузенином – 11–13, фузенином – 3–6,5 и липоиденином – 9–12 %. Степень его углефикации, установленная по отражательной способности витринита (0,75–0,85), находится на газовой-жирной стадии (ГЗ-Ж1). По своим физико-химическим свойствам уголь пригоден в качестве энергетического сырья. При дальнейшем прослеживании пластов по простираннию под четвертичными образованиями уголь может добываться для местных нужд.

Проявления твердых и жидких углеводородов Новой Земли и о. Вайгач имеют большое минерагеническое значение. Жидкие углеводороды фиксируются на севере, в Североновоземельской минерагенической области, в районе зал. Иностранцева (на м. Балашова) и на крайнем юго-западе Пайхойско-Новоземельской минерагенической провинции, в материковой ее части (южнее о. Вайгач, на м. Синькин Нос).

Проявление вязких смолистых мальт в зал. Иностранцева, на севере Новой Земли, приурочено к пачке тонкого переслаивания алевролитов и серовато-коричневых тонкозернистых известняков раннего девона. Оно локализовано в зоне тектонического нарушения, где породы вмещающей пачки дислоцированы в мелкие складки, размах крыльев которых измеряется первыми метрами. К ядру одной из таких складок приурочен прослой известняков с маслянистыми пятнами и потеками вязкого смолистого битума. Прослой имеет мощность 15–20 см и прослежен по простираннию на 1,5 м. Содержание $C_{орг}$ в известняках составляет 0,57, выход битумоида А – 0,11 %. Судя по данным лабораторных исследований ВНИГРИ, битум представляет собой смолистую мальту, содержащую углевода – 85,7, водорода – 10,7, серы – 1,95 %. Групповой состав битума следующий: масла – 48,5, смолы бензольные – 19,6, смолы спирто-бензольные – 16,5, асфальтеновые кислоты – 3,3, асфальтены – 12,1 %. Среди углеводородов преобладают метано-нафтенновые компоненты (55,7 %). Ароматические соединения представлены бензольными – 16,0, нафталиновыми – 5,4, фенотреновыми – 8,3, хризеновыми – 5,0, бензантраценовыми – 5,3, пиреновыми – 2,1, бензпиреновыми – 2,7 % углеводородами.

Талотинское проявление битума, расположенное на юге Пайхойско-Новоземельской минерагенической провинции у м. Синькин Нос, вмещается известняками и доломитами карбона. Битумная минерализация локализуется здесь послойно, согласно плоскостям напластования осадочных пород, а также в виде густовкрапленных скоплений. Наиболее обильные массы битумов фиксируются в береговых обнажениях р. Талота (в нижнем ее течении). Суммарная мощность битумсодержащих пород достигает 79 м, мощность отдельных пачек при этом варьирует от 0,7 до 18,5 м. Пустые прослои имеют мощность от 0,5 до 16 м. В обнажениях м. Синькин Нос и в скважинах скопления битумов приурочены к стратиграфическим уровням верхов турнейского и низов визейского ярусов. Распределение битума крайне неравномерное.

Средневзвешенное содержание битумов в отдельных пачках битумонасыщенных пород составляет 0,1–4,6 %. Битумы хрупкие, твердые, реже полутвердые, вязкие. Тона окраски от черной до коричневой. Групповой состав битумов следующий: масла – 27–34, смолы бензольные – 12–20, смолы спирто-бензольные – 16–37, асфальтогенные кислоты – 4,5–10, асфальтены – от 5,8 до 35 %. Углеводородный состав: метаново-нафтенновые УВ – 40–49, моноциклоароматические УВ – 5,2–17,3, бициклоароматические УВ – 31–52, полициклоароматические УВ – до 10,7 %. В битумах Талотинского проявления, как и на Новой Земле, Вайгаче, устанавливаются повышенные концентрации V, Ni, Co. В отличие от битумов островных территорий здесь высоки концентрации Ti и Zn.

Скопления твердых битумов, по своим физико-химическим свойствам относящимся к классу антраксолитов, на Новой Земле и Вайгаче связаны преимущественно с девонскими и каменноугольными карбонатными формациями, распространенными в Вайгач-Южноновоземельской и Центральноновоземельской минерагенических областях. Скопления антраксолитов приурочены обычно к зонам разломов, приразломным складкам и зонам брекчированных пород, подвергшихся гидротермальной проработке. Агрегатные массы твердых, хрупких, блестящих, иногда сажистых битумов локализуются в кальцитовых и кварцевых жилах, в тектонических трещинах, в кавернах и пустотах выщелачивания вмещающих пород. Размеры скоплений составляют от 1–3 до 10–25 в поперечнике и от 1–2 до 0,5 м (редко первые метры) по протяженности. Антраксолиты содержат повышенные концентрации ванадия – 460–800, никеля – 110–220, стронция – 367, селена – 200 г/т.

Осадочный чехол рассматриваемых островных территорий мощностью около 20 км, сформировавшийся в период от позднего протерозоя по ранний триас включительно, накапливался в разнообразных, преимущественно морских, реже в прибрежно-морских, паралических и континентальных фациальных обстановках. Разнообразие фациальных обстановок определило различие условий захоронения и сохранения рассеянного органического вещества (РОВ), его содержание в породах и генетический тип.

В нижней части разреза осадочного чехла (ниже верхней половины уфимского яруса перми) широко развиты темноцветные глинистые, глинисто-карбонатные, кремнисто-глинистые толщи и пачки, сформировавшиеся в застойных обстановках с восстановительным потенциалом среды осадконакопления и благоприятными условиями для захоронения РОВ сапропелевого типа. По данным углететрографических исследований, РОВ представлено коллоаль-гинитом – 85–95, витринитом – псевдовитринитом – 4–12, фюзинитом – 1–2 % и относится к сапропелитам. Содержание $C_{орг}$ в глинистых и глинисто-карбонатных породах ордовикских и силурийских толщ колеблется от 0,1 до 3,91, в породах девонских и каменноугольных толщ – от 0,5 до 7,65, пермских – от 0,39 до 2,69 %. Наиболее высокие содержания $C_{орг}$ (2,01–13,11 %) характерны для углеродисто-глинисто-кремнистых пород клоковской толщи верхнего девона и черняковской серии нижнего карбона.

Верхняя часть разреза осадочного чехла, представленная преимущественно триггенными позднепермскими – раннетриасовыми отложениями, формировалась в морских глубоководных, мелководных, паралических и континентальных обстановках. Здесь накапливалось как сапропелевое, так и гумусовое РОВ, причем в верхах разреза гумусовое РОВ преобладает, о чем свидетельствует наличие пропластков каменного угля. Содержание $C_{орг}$ в позднепермских и раннетриасовых породах колеблется в широких пределах (от 0,028 до 5,57, максимально до 51,58 %). Максимальные значения $C_{орг}$ характерны для углистых аргиллитов.

В связи с вышеизложенным толщи нижней части осадочного чехла можно было бы рассматривать как преимущественно нефтепроизводящие, а верхней – как преимущественно газопроизводящие. Однако к настоящему времени нефтегазообразующий потенциал толщ вследствие высокого катагенетического преобразования заключенного в них ОВ значительно утрачен.

Практически на всей рассматриваемой территории (исключая Северновоземельскую минерагеническую область) РОВ нижнепермских, каменноугольных, девонских и подстилающих их отложений преобразовано до высоких степеней (АК4-3-А) апокатагенеза. Это устанавливается оптическими свойствами микрокомпонентов ОВ, в частности, отражательной способностью витринита – псевдовитринита в воздушной среде (120–138), низким выходом битумоида А (0,001–0,01, редко 0,02 %) и серым или черным цветом микрофоссилий. РОВ нижней части верхнепермских отложений характеризуется степенями апокатагенеза АК3-2-ПА-А и АК1-Т. Показатель отражения в воздушной среде витринита в них составляет 110–120 у. е. Лишь в самых верхах пермских отложений ОВ преобразовано до степеней мезокатагенеза (МК3-2). Углефикация каменных углей, судя по отражательной способности витринита в иммерсионном масле (0,75–0,85), находится на газовой-жидкой стадии (ГЗ-Ж1).

В Северновоземельской минерагенической области, на территории к северу от зал. Русская Гавань и м. Спорый Наволок, в девонских, каменноугольных и пермских толщах катагенетические процессы проявлены слабо. В указанных толщах ОВ находится на стадии мезокатагенеза (МК5-2-ОС-Ж). Это подтверждается темно-коричневым и темно-желтым цветом конодонтов, а также относительно повышенным выходом (0,01–0,02, редко 0,11 %) битумоида А.

В целом состояние процессов нефтегазообразования в осадочных толщах Новой Земли и Вайгача находится на этапе завершения главных фаз нефте- и газообразования. Лишь в каменноугольных, пермских и раннетриасовых отложениях на юге рассматриваемой территории, а также в девонских, каменноугольных и пермских отложениях на севере Новой Земли процессы нефтегазообразования, вероятно, еще полностью не завершены, о чем и свидетельствуют факты обнаружения вязких малых в девонских и каменноугольных известняках в зал. Иностранцева и на м. Синькин Нос.

Суммируя имеющийся на сегодняшний день фактический материал, необходимо отметить, что рассмотренные выше типы рудной и нерудной минерализации в пределах арх. Новая Земля и о. Вайгач контролируются следующими структурно-вещественными факторами:

- фациально-формационными, определяющими состав и вещественное выполнение разновозрастных комплексов палеозоя и мезозоя – кайнозоя, а также распространение и размещение геохимически специализированных и рудовмещающих образований;

- структурно-тектоническими, в том числе и морфоструктурными, определяющими глубину эрозионного среза доминирующих складчато-дислокационных структур района.

Анализ проявленности перечисленных факторов в пределах различных минерагенических областей позволил осуществить выделение металлотектов в рангах рудоносных зон, районов и рудных узлов. Среди них особое значение имеет наличие в регионе глубинных разломов позднепротерозойского заложения (Байдарацкий и Спорнаволоцкий) и развитие в дальнейшем крупных субмеридиональных складчатых разрывных нарушений раннекайнозойского возраста, а также осложняющих дизъюнктивов локального ранга северо-западного, субширотного простираний (Гл. Новоземельский, Центрально-Новоземельский, Пахтусовский, Рогачевский).

Лямчинский и Вороновский разломы и их оперяющие линейменты), определяющие расположение и линейность различных рудных районов, металлогенических зон и рудных узлов.

Степень эродированности главных элементов складчатой структуры региона показывает, что размещение проявлений эндогенной и полиформационной групп рудных образований определяется наличием мощного регионального физико-механического экрана (глинисто-терригенных толщ пермо-триасовых отложений) на пути поступательной миграции в верхние этажи глубинных рудоносных растворов. Практически все рассмотренные выше объекты ограничены в своем распространении стратиграфическим уровнем поздней перми и используют в качестве вмещающих геохимические барьеры, структурно-литологические «ловушки» из разрезов ордовика, силура, девона, карбона, ранней перми и поэтому пространственно тяготеют к осложнениям структур крупных антиформ (Северо-Новоземельский, Пахтусовский, Вайгач-Южноновоземельский антиклинории, своды, замки и крылья локальных антиклинорных структур и их деформационных осложнений).

Изложенный материал по полезным ископаемым островных территорий Новой Земли и Вайгача вскрывает пока только основные тенденции состояния минерально-сырьевого потенциала этого одного из богатейших районов российской Арктики.

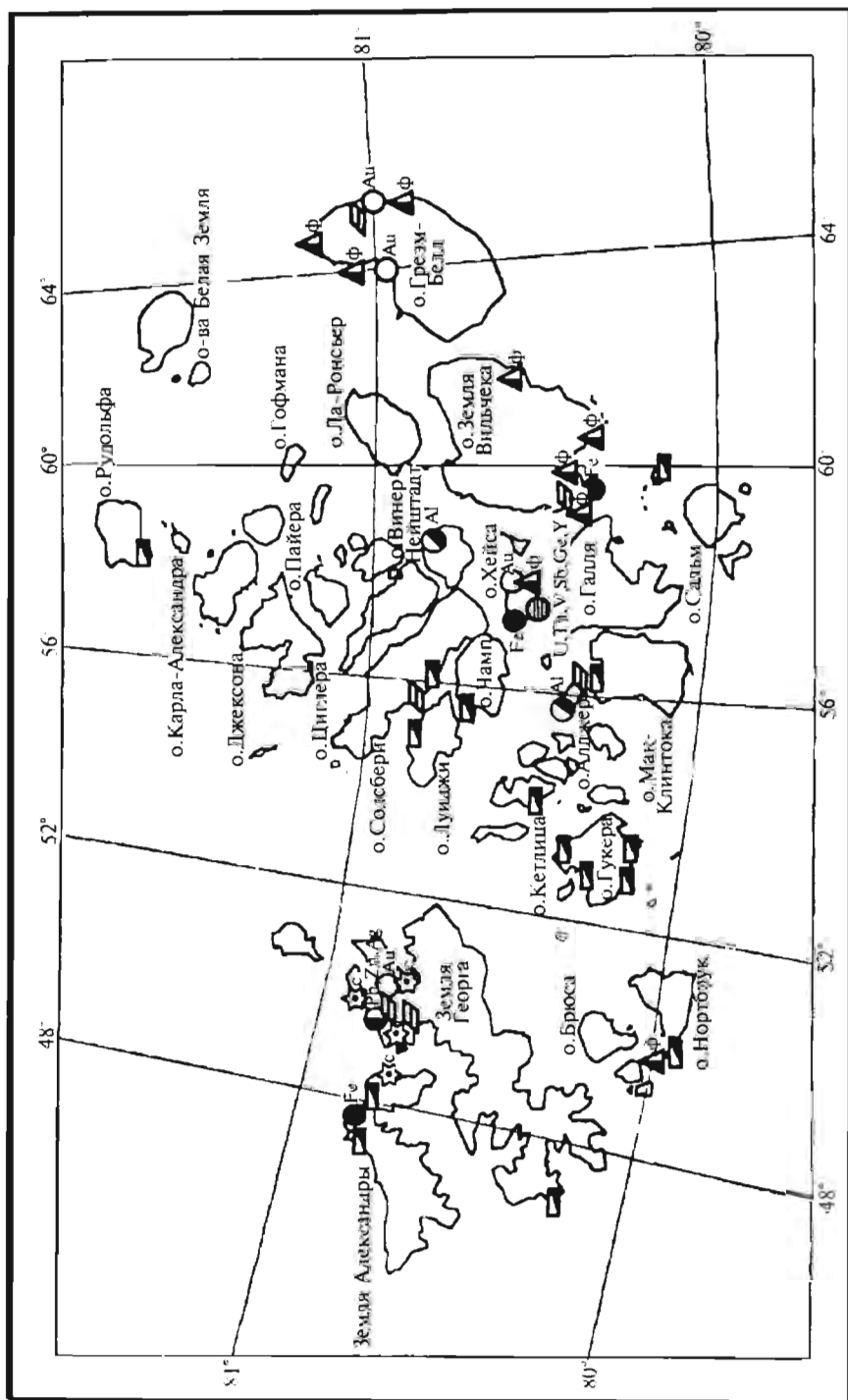
Архипелаг Земля Франца-Иосифа

На архипелаге установлены проявления природного газа, битумов, бурых углей, железа, алюминия, фосфоритов, золота в шлихах, поделочных камней, а также разнообразие геохимические аномалии (рис. 68). Изученность полезных ископаемых Земли Франца-Иосифа весьма слабая, и освоение здесь минеральных ресурсов проблематично даже в отдаленном будущем. Однако сведения о полезных ископаемых архипелага представляют несомненный интерес с точки зрения общей минерагении континентальных окраин, тем более что Земля Франца-Иосифа расположена на границе Евразийской континентальной плиты и является ее самым северным выступом на дневную поверхность.

Горючие газы. На арх. Земля Франца-Иосифа установлены проявления природного горючего газа в естественных обнажениях и скважинах. На пляже о. Хейса отмечены газовые воронки, в пробах которых содержится от 2,7 до 2,9 % метана. Периодические выделения газа наблюдались на о. Земля Георга в прибрежной части бухты Соммервиль в небольшом озерке на абсолютных отметках около 37 м.

Притоки природного газа установлены также при бурении параметрических скважин.

При испытании параметрической скв. Хейса малодобитные притоки метанового газа были получены из среднетриасовых отложений из трех интервалов: 3005–3014, 2802–2814 и 2574–2578 м. Метан составляет 88–91, сумма гомологов метана 2,5–6,0, гелия – 0,02–0,04 %. В скв. Северная при опробовании среднетриасовых отложений было испытано шесть объектов. Из нижнего (3224–3418 м) и верхнего (1943–1930 м) интервалов были получены незначительные притоки метанового газа. Метан здесь составляет 68–80, водород – 10, гелий – 0,07 %. Из промежуточных горизонтов (инт. 2872–2964, 2535–2794, 2015–2032, 1449–1990 м) был получен азотный газ (N_2 – 69,7–99,5 %), при этом два верхних горизонта отличаются повышенным содержанием водорода – до 19,65 %. Специальных работ по определению возможных масштабов газоносности не проводилось.



1 Рб, Zл, Аг, 2 Ал, 3 Fe, 4 Fe, 5 U, Th, V, Sb, Ge, Y, 6 ☆, 7 △, 8 Ф, 9 ≡

Рис. 68. Схема проявления полезных ископаемых на арх. Земля Франца-Иосифа.

1 — бурый уголь; 2 — антрацит; 3 — пирит; 4 — железо; 5 — золото; 6 — минерализация в углях; 7 — окременная древесина, агат, халцедон; 8 — фосфорит; 9 — islandский шпат.

Битумы. Содержание битумов в мезозойских осадочных породах колеблется от 0,001 до 0,17 %, а наиболее высокие количества битумов характерны для глин, аргиллитов и алевролитов верхней юры (глины морского генезиса горы Кользат на о. Грезм Белл содержат $C_{орг}$ в среднем 7,2 %). Наиболее крупное проявление битумов известно на м. Ганза о. Земля Вильчека. Оно представляет собой линейную зону (4,5–5,0 км) проявлений жидко-вязких нефтей, малт и асфальтов, связанных с кварц-халцедоновыми жилами и зонами дробления в дайках долеритов, особенно обильными в северо-западном отрезке (5–6 зон дробления на 1 км при мощности 1–2 м и протяженности от 10 до 30 м). Положение Ганзинского проявления и его отдельных участков контролируется дизъюнктивными нарушениями в своде антиклинали. Битумопроявление на м. Ганза признано активной зоной, где жидкие углеводороды время от времени передвигались на дневную поверхность с глубины (Клубов и др., 1994). Кроме Земли Вильчека интересными и перспективными с точки зрения проявления твердых и жидких битумов являются также о-ва Грезм-Белл, Хейса и ряд мелких участков других островов, сосредоточенных в пределах Вильчековской впадины.

Присутствие битумов в коренных породах архипелага, безусловно, указывает на разгрузку нефтяных залежей, находящихся или находившихся на глубине. В целом возможности выявления на архипелаге крупных месторождений нефти и газа невелики. Наименее перспективна зона Александровского поднятия. Вильчековская впадина относительно более перспективна, однако открытие рентабельных залежей углеводородов с большей вероятностью можно прогнозировать на смежных акваториях в Северо-Баренцевской впадине (Супруненко и др., 1998).

Угли. Проявления углей на архипелаге связаны с нижнекаменноугольной осадочной и нижнемеловой вулканогенно-осадочной формациями.

Угленосные отложения нижнего карбона, представленные песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями каменного угля, были вскрыты параметрической скважиной на о. Земля Александры на глубине 1740–1896 м. Обломки углистых аргиллитов и кусочки матовых полосчатых углей встречены в шламе этой скважины в инт. 1805–1810, 1830–1835 и 1890–1895 м. Данными каротажа подтверждено наличие угольного пласта только в нижнем интервале. Отражательная способность витринита (R_{max}^0) составляет от 3,78 до 4,99 %, что соответствует стадиям антрацитов. Имеются также отрывочные сведения о находках карбоновых углей в естественных выходах на южной оконечности о. Земля Георга и в осыпях на о-вах Луиджи и Циглера. Присутствие каменноугольных угленосных отложений указывает на вхождение арх. Земля Франца-Иосифа в северный пояс углеобразования, с которым связано большинство угольных месторождений северного полушария.

В нижнемеловых отложениях пласты углей приурочены к терригенным пачкам, разделяющим покровы базальтов. Угли именно этого возраста привлекали внимание практически всех исследователей. Во время зимовки на м. Флора в 1898 г. участники экспедиции А. Фиала успешно отапливались местным углем. Наиболее значительные углепроявления установлены на о-вах Земля Александры, Нортбрук, Луиджи, Солсбери, Гукера. Также отмечались высыпки углей в южной части о. Земля Георга и на о. Рудольфа (м. Бророк). Поисковые работы на уголь проводились в 1930–1931 гг. на о-вах Нансена, Гукера и Нортбрук, а в 1967–1968 гг. – на о. Земля Александры.

Углепроявления о. Земля Александры изучены наиболее полно. Они вскрыты поисковыми скважинами на берегу бухты Зверобоев на глубинах от 1 до 10 м и в естественных обнажениях к западу от бухты Северная. По данным Б. А. Клубова, на участке бухты Зверобоев угленосные терригенные отложения озерного типа мощностью 0,25–8,6 м представлены слабопреобразованными бурыми углями (стадия

B_1 – B_2) с прослоями серых алевролитистых глин, туффитов, углистых аргиллитов и лигнитов, обладающих отчетливой древесной текстурой. По латерали угленосные отложения сменяются межбазальтовыми корами выветривания. Площадь углепроявления составляет около 1 км², количество угольных пластов колеблется от 1 до 5 при мощности 0,7–7,5 м, коэффициент угленосности – от 1 до 100 (в среднем от 40 до 50 %). Ресурсы бурых углей на участке бухты Зверобоев можно оценить приблизительно в 3 млн т. С учетом двух менее богатых участков к западу от бухты Северная ресурсы северной части о. Земля Александры могут составить 5 млн т.

Раннемеловые углепроявления других островов локализованы в межбазальтовых углисто-терригенных пачках мощностью от 2 до 70 м, представленных переслаиванием песков, песчаников, глин, туффитов и углистых аргиллитов. Мощность угольных прослоев колеблется от 0,5 до 3 м, количество – от 1 до 4.

Угли раннего мела относятся к гелитолитам и реже – к фюзенолитам фрагментарно-аттитовой микроструктуры, имея в среднем микрокомпонентном составе витринита – 75 %, лейптинита (преимущественно резинит) – до 15 и инертинита – 9,5 %. Изредка встречаются комочки водорослей. Отражательная способность витринита R_{\max}^0 изменяется от 0,25 до 0,48 %, что соответствует буроугольной стадии B_1 – B_2 с некоторым сдвигом в сторону B_2 . Зольность углей колеблется от 5,3 до 50,7 %, теплотворная способность аналитической пробы – от 12,81 до 24,54 Мдж/кг. Углеобразование происходило в условиях нестабильного уровня грунтовых вод с последующим переотложением переработанного преимущественно древесного материала. Погружение угленосных толщ оценивается не более чем на 500–700 м. В углях выявлены включения пирита, глинистых минералов, кальцита, прожилковые и натечные образования битумов разной генерации.

Линзы и маломощные прослои углистых пород и каменного угля встречены в верхней части отложений карнийского яруса верхнего триаса, вскрыты параметрическими скважинами на о. Хейса (глубина 450–1090 м) и о. Грезм-Белл (глубина 880–1605 м).

В основании рэтских верхнетриасовых и плинсбахских раннеюрских существенно песчаных отложений часто отмечаются маломощные (менее 0,3 м) линзы и прослои угля и углистых аргиллитов, угольная крошка, лигнитизированные стволы и углисто-сажистые примазки по напластованию. Отражательная способность витринита R_{\max}^0 этих углей изменяется от 0,29 до 0,48 %, что отвечает буроугольной стадии метаморфизма B_1 и B_2 и соответствует глубине погружения приблизительно 500–700 м. По вещественному составу угли относятся к гелитолитам, в микрокомпонентном составе резко преобладает витринит с включениями резинита, тонкой кутикулы, по трещинкам отмечаются битумы. Накопление углей происходило аллохтонным способом при нестабильном уровне грунтовых вод из древесной растительности, среди которой можно отметить присутствие хвойных. Коэффициент общей угленосности верхнетриасовых и раннеюрских отложений не превышает 0,5 %, качество углей низкое, поэтому практического интереса они не представляют.

Элементы-примеси в углях триасового возраста распределены равномерно, и содержание их невысокое, в пределах кларка. В юрских и меловых углях элементы-примеси по сравнению с триасовыми несколько повышены по содержанию и крайне неравномерны по распределению. В одной из проб раннеюрских углей на о. Хейса содержится сурьмы – 0,2, урана – 0,08 и тория – 0,2 %. В меловых углях пониженное содержание марганца.

Ресурсы бурых углей, оцененные В. Д. Дибнером (1973) не для всего архипелага, а для нескольких угленосных площадей до глубины 300 м (категория P_1), со-

ставляют 1,2 млрд т. С тех пор ресурсная база углей арх. Земля Франца-Иосифа никем не оценивалась.

Подгруппа черных металлов представлена проявлениями железа, геохимическими аномалиями хрома и шлиховыми ореолами хромита.

Проявление контактово-метасоматических магнетит-гематитовых руд установлено в северо-западной части о. Хейса, где в эндоконтактовой части субвертикальной дайки долеритов юрского (?) возраста обнажена часть скиалита окварцованных ороговикованных песчаников шириной 2, длиной 20 и высотой около 5 м. Обильная (от 30 до 50 %) рудная вкрапленность содержится в скиалите по всему объему, а в дайке – на расстоянии до 0,5 м от контакта. В долеритах преобладают кристаллы и агрегаты зерен магнетита размером от 0,01 до 0,5 мм, частично замещенные маггемитом и пересеченные нитевидными прожилками гематита, а на контакте – метазернами магнетита со структурами замещения гематитом. Отмечены редкие зерна золота размером 0,01 мм. Структуры руд метазернистые, текстуры вкрапленные, пятнистые, прожилковые.

Осадочные хемогенные сидеритовые руды в виде маломощных (0,05–0,25 м) прослоев и мелких (от 2 до 10 см) конкреций характерны для прибрежно-морских верхнетриасовых и нижнеюрских отложений на о-вах Хейса и Грезм-Белл. Линзы тонкозернистого сидерита размером (0,5–1,5)×2,5 м присутствуют в основании морских отложений ааленского яруса на о. Земля Вильчека (м. Ганза). В сидеритах содержится марганца – от 3 до 5, фосфора – от 1 до 3, иттрия от 0,005 до 0,01 %. В отдельных пробах отмечено до 0,05 % германия и до 0,1 % цинка. На некоторых участках сидеритовые руды составляют около 5 % объема породы.

Верхнетриасовые отложения содержат прослои глин и песков, насыщенных пирит-марказитовыми конкрециями, содержащими никеля – 0,1, кобальта – 0,01, цинка – 0,1, серебра – 0,0002 % и золота – 0,01 г/т.

Геохимические аномалии хрома (0,05–0,1 %) при фоновом содержании 0,01 % зафиксированы в современных отложениях на о-вах Земля Александры, Земля Георга и Земля Вильчека в полях развития раннемеловых покровов базальтов и силлов габбро-долеритов. На о. Земля Вильчека совместно с геохимическими аномалиями отмечаются незначительно повышенные (200–300 г/м³) россыпные концентрации хромита.

Цветные металлы представлены проявлениями алюминия, а также геохимическими ореолами и аномалиями ряда других элементов.

В некоторых кремнях с о. Земля Георга (север п-ова Армитидж) установлено меди до 0,08, цинка – 0,05, никеля – 0,05, хрома – 0,04 и кобальта – 0,01 %. В окварцованных туфогенно-осадочных породах там же содержится меди – до 0,2, молибдена – 0,001, лития – 0,04 и иттрия – 0,003 %.

Ореол аномальных и ураганных содержаний свинца (до 0,1 при фоне 0,001 %), цинка (до 0,7 при фоне 0,02 %) и серебра (до 0,8 при фоне 0,05 г/т) установлен в брекчированных базальтах вдоль побережья бухты Соммервиль на севере о. Земля Георга. В кварцевых жилах данного участка содержится до 0,015 % свинца.

Единичные геохимические аномалии вольфрама (0,0005–0,001 %) отмечены в различных породах на многих островах. В кремнях с м. Тироль на о. Винер-Нейштадт, сопровождающих лайку базальтов мелового возраста, содержится до 0,002 % вольфрама.

Проявления алюминия связаны с латеритными корами выветривания мелового (мел – палеоген) возраста, мощность которых возрастает при продвижении с запада на восток архипелага. На о. Земля Александры в кровле межбазальтовых туфогенно-осадочных прослоев или выветрелых пористых базальтов присутствуют алые,

желтые и вишневые глины, мощность которых, по данным поискового бурения, не превышает 2,5 м. Коры выветривания на о. Алджера представлены вязкими желто-красными глинами со щебнем плотных охристых пород, сохраняющих текстуру исходных туффигов, подстилающих раннемеловые базальты. Можно предположить, что красные глинистые породы мощностью до 25 м, визуальное наблюдение Л. П. Пирожниковым под базальтами на о. Галля (м. Франкфурт), также являются корами выветривания. Фрагменты переотложенных кор выветривания в виде мелкощебнистого плаща плотных аргиллитов красного цвета отмечены на поверхности небольших холмов, осложняющих склоны м. Тироль на о. Винер-Нейштадт. По химическому составу все описанные образования отвечают сиаллитам и феррисиаллитам со значениями кремневого модуля от 0,41 до 0,82 и содержанием трехоксида алюминия от 20,76 до 33,15 %.

На северо-западе о. Хейса в терригенных раннеюрских породах присутствует мышьяк в количестве 0,005–0,008 %. Здесь же в обломках обожженного кварца отмечено 0,00015 % висмута, в окремненной древесине – 0,01 % сурьмы и более 0,1 % германия, а в углях – аномальное содержание сурьмы, урана и тория.

В илистой фракции современных донных отложений глубинные разрывные нарушения широтного и северо-западного направлений фиксируются комплексными геохимическими ореолами меди, свинца и цинка, а поля подстилающих темноцветных терригенных пород сопровождаются повышенным содержанием никеля, кобальта, свинца, молибдена, олова и серебра.

Благородные металлы представлены преимущественно золотом. На о-вах Грэм-Белл и Хейса выявлены шлиховые ореолы мелкощебнистого золота, содержание которого не достигает 0,1 г/м³. Пространственно шлиховые ореолы золота тяготеют к приледниковым водораздельным частям островов, где совпадают с участками разрыва контактов верхнетриасовых и раннеюрских отложений. Опробованием контактово измененных и гидротермальных образований установлено, что наиболее высокое содержание золота (0,02 г/т) характерно для кварц-карбонатных жил, секущих силл габбро-долеритов на о. Хейса.

Радиоактивные элементы представлены одной геохимической аномалией урана и тория в углях раннеюрских отложений на о. Хейса. Массовыми поисками в изученной части архипелага не зарегистрировано аномалий естественной радиоактивности. Повышенным фоном (20–25 мкР/ч) обладают черные аргиллиты и развитые по ним глины всех стратиграфических подразделений, что нормально для этих литологических разностей.

Неметаллические полезные ископаемые представлены пунктами минерализации исландского шпата, проявлениями фосфоритов и поделочных камней.

Два пункта минерализации исландского шпата установлены в базальтах северной части о. Земля Георга. В одном из пунктов водяно-прозрачные кристаллы кальцита слагают миндалины размером до 3–4 см. В другом пункте найдены высыпки желтого кальцита в виде агрегатов веерообразно сросшихся кристаллов, размер которых достигает 2–3 в толщину и 10 см в длину.

Наличие фосфоритов на о. Нортбрук отмечалось еще в 1898 г. экспедицией Джексона. В конкрециях из песков и аргиллитов триасового и юрского возрастов на о-вах Хейса, Грэм-Белл и Земля Вильчека содержится от 7 до 25 % P_2O_5 . Как правило, конкреции содержат обломки фауны или даже целиком сложены ракушняковым детритом. Размер конкреций колеблется от 5 см в аргиллитах до 10–15 см в песках. Содержание P_2O_5 в конкрециях из юрских отложений выше, чем в триасовых. Мощность прослоев с конкрециями достигает 1 м и выдержана по простиранию.

К подгруппе поделочных камней отнесены халцедон и окремненная древесина. Бесцветные полупрозрачные выделения халцедона выполняют пустоты в базальтах раннемелового возраста. Отмечаются как сплошные однородные заполнения полостей халцедоном, так и концентрические с пустотами и щеточками мелких (2–5 мм) кристаллов горного хрусталя в центре. По форме выделения халцедон бывает изометричным, пластинчатым, трубчатым. Размер обособлений халцедона колеблется от 2–3 до 20–50 см. Особенно примечательны халцедоны, выполняющие трубчатые полости в базальтах о. Земля Георга на побережье зал. Географов, диаметр которых 10 и длина 20–40 см. Количество, размеры и качество халцедонов наиболее высоки на севере п-ова Армитидж (о. Земля Георга). Окремненная древесина приурочена к межбазальтовым прослоям на о-вах Земля Александры и Земля Георга, а также отмечается в виде развалов площадью 1–2 м² в кровле позднеэриосовых отложений на о. Хейса. Наибольшее количество обломков зафиксировано на п-ове Армитидж (о. Земля Георга), где в отдельных точках отмечены окремненные пни и стволы деревьев.

Малые внутрибассейновые острова

Бурый уголь. Как отмечалось выше, внутрибассейновые острова (размером первые десятки километров) являются останцами новейшего оседания поздней мел-миоценовой денудационной равнины, бывшей на месте Баренцево-Северокарского бассейна. В обнаженных на островах нижнемеловых отложениях наблюдаются выходы бурых углей (Геология СССР. Т. XXVI..., 1970).

На о. Исаченок и о. Кирова (о-ва Сергея Кирова) среди алевроитов и мелозернистых кварц-полевошпатовых песков апт – альба встречаются угольная крошка, линзы и пласт бурого угля мощностью до 1,5 м. Уголь клареновый с линзочками витрена и точечной сидеритизацией; показатель витрена 1,69 соответствует бурому углю средней степени углефикации (Б₂).

В береговых обрывах о. Уединения среди песков и алевроитов альба обнаружены линзы бурых углей мощностью до 0,3 м.

О-ва Визе и Ушакова сложены песками, перекрывающими слой песчаника. В песках обнаружены обломки обугленной окремненной древесины и угля. Угли относятся к переходному типу от бурых к каменным. По составу и микроструктуре, а также по облику пыльцы хвойных они идентичны углям Лено-Енисейского бассейна.

Архипелаг Северная Земля

Сведения о полезных ископаемых Североземельского архипелага наиболее полно обобщены в монографии «Северная Земля. Геологическое строение и минерализация» (2000). Она касается закономерностей размещения и образования эндогенных и россыпных формаций, при этом особое внимание уделено золотоносным формациям.

Добыча золота из россыпей юга о. Большевик начата в 1980 г. и с перерывами продолжалась 20 лет. С 1991 г., после открытия и предварительной разведки золоторудных объектов в юго-восточной части острова, уникальных по содержанию и крупности выделений высокопробного (920–970 ед.) золота, просматривается эконо-

мическая целесообразность вовлечения их в эксплуатацию в обозримом будущем. На современной стадии изученности золото является главным полезным ископаемым архипелага.

Кроме того, на арх. Северная Земля группа металлических полезных ископаемых представлена редкими (молибден, вольфрам, олово, висмут), цветными (медь, полиметаллы) и черными (марганец, железо) металлами (рис. 69).

Привлекают внимание проявления битумов и капельно-жидкой нефти в области весьма пологих брахиформных дислокаций о-вов Октябрьской Революции и Пио-

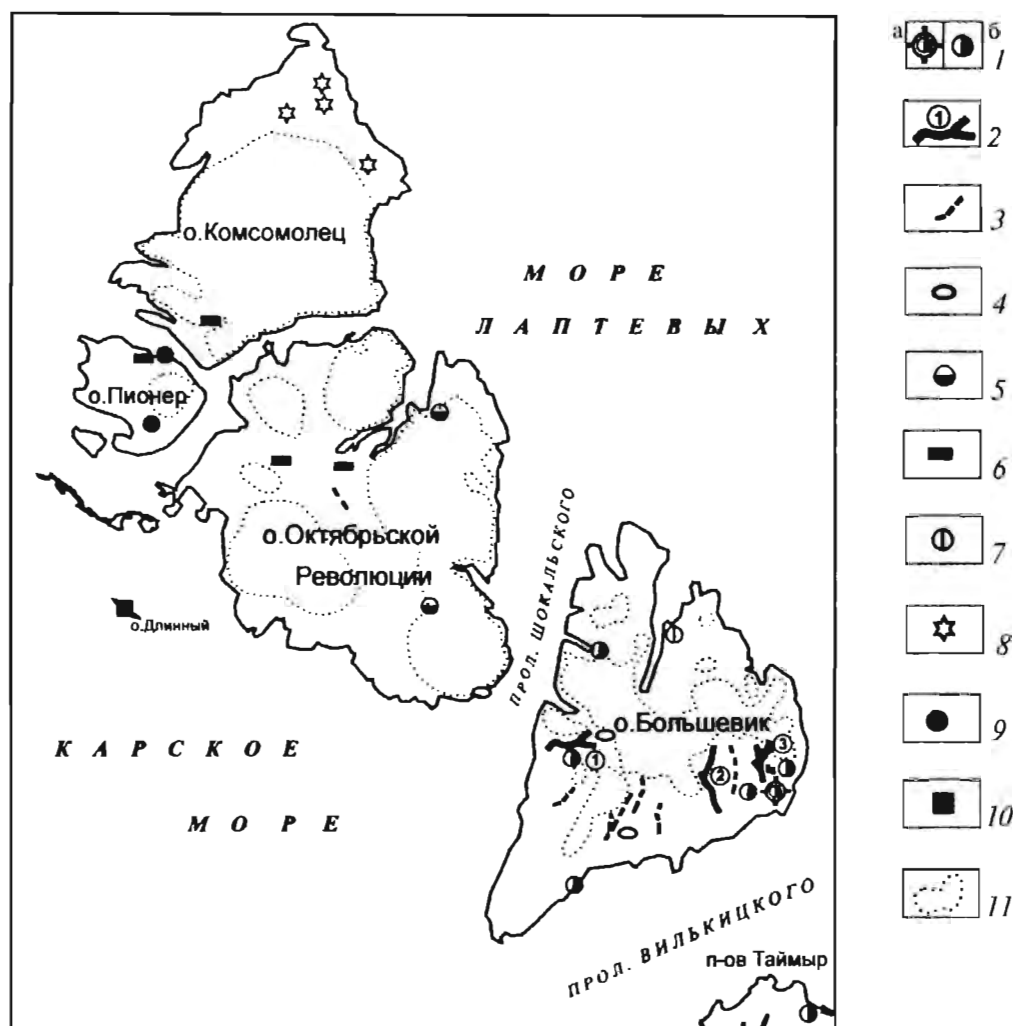


Рис. 69. Схема размещения полезных ископаемых на арх. Северная Земля.

1 - рудное золото (а - месторождение, б - рудопроявления); 2 - россыпные месторождения золота (цифрами обозначены россыпи Студеная - 1, Лагерная - 2, Голышева - 3); 3 - россыпные проявления золота; 4-7 - рудопроявления (4 - олова, 5 - железа, 6 - медистых песчаников, 7 - молибдена); 8 - россыпи сердоликов; 9, 10 - проявления битумов на поверхности (9 - маальты, 10 - асфальтиты и асфальты); 11 - ледники.

нер среди терригенно-карбонатных гипсоносных палеозойских отложений. Эта часть североземельского архипелага является платформенным палеозойским основанием Северо-Карской впадины Баренцево-Северокарского бассейна, общие перспективы которого на углеводородное сырье рассмотрены выше.

Горючие полезные ископаемые. Нефть. Специальных исследований, посвященных нефтеносности архипелага, не проводилось. Результаты геологической съемки свидетельствуют о том, что на Северной Земле на площади около 8000 км² может быть выделен нефтеперспективный район, который представляет собой восточную бортовую зону шельфовой Северо-Карской НГО.

К настоящему времени известны три нафтидопроявления. Наиболее значительное из них находится в северо-восточной части о. Пионер в нижнем течении р. Бурная, где обнажена аргиллит-доломит-известняковая лагунно-морская гипсоносная формация нижнего – среднего девона. В зоне трещиноватости водорослевых известняков и глинистых аргиллитов полужидкий коричневый битум цементирует обломки кальцита. По трещинам отдельности известняков и в аргиллитах развит твердый блестящий черный битум. Породы при прокаливании издают сильный запах нефти и иногда горят. По данным горячей экстракции содержание битумоида А составляет здесь 4,89 % на породу, а содержание органического углерода достигает 10,5 %, что позволяет относить породу к высокосольным горючим сланцам. По групповому составу битумы соответствуют малым (масла – 54,86, смолы – 36,24, асфальтены – 8,90 %).

Из этого проявления были отобраны три образца битумов. Их элементный состав (%): С – 72,29–81,04; Н – 9,35–11,21; N+S+O – 7,75–18,36; групповой состав (%): масла – 31,04–31,33; смолы бензольные – 14,12–14,14; смолы спирто-бензольные – 37,87–47,64; асфальтены – 7,20–16,66. В маслах метаново-нафтеновые углеводороды составляют 68,51, ароматические – 31,49 %. ИК-спектрометрией битумов установлен их нафтенный гетероциклический состав, два образца битума относятся к нафтоидному асфальту, один представлен переходной разностью между тяжелыми асфальтовыми нефтями и асфальтами.

Другое нафтидопроявление, приуроченное к этой же толще, располагается в среднем течении р. Пионерка. Битумы приурочены к трещиноватым известнякам и доломитам с прослоями гипсов. Все проявление пронизано кальцитовыми жилами (5–7 см), в которых концентрируются битумы. Зона прослежена на 300 м, а расстояние между описанными проявлениями по простиранию 18–20 км.

Третье нафтидопроявление обнаружено в поле развития нижнедевонских аргиллитов на о. Длинный и приурочено к выходам гипс-ангидрит-доломитовых брекчированных пород. Было установлено, что порода представляет собой инфильтрационный метасоматит, подвергшийся брекчированию. Большая часть асфальта вымыта из пор, а после отмывания холодным хлороформом экстракт составил 0,016 % на породу. Групповой состав (%): масла – 29,93 (метаново-нафтеновые УВ – 82,15, ароматические УВ – 17,85); смолы бензольные – 7,65; смолы спирто-бензольные – 48,49; асфальтены – 13,9. Элементный состав (%): С – 80,36, Н – 11,84, N+S+O – 7,80. По данным ИК-спектрометрии битум очень окислен и относится к структурам насыщенных алифатических эфиров. В битумах имеется довольно большое количество длинных парафиновых цепей, ароматика имеет подчиненное значение. В целом это остаточно битумонасыщенная порода, подвергшаяся воздействию активных агентов выветривания. Извлеченный из пород асфальт может быть сравним с продуктами закиривания. По составу и характеру взаимоотношений с породой данный битум близок к битумоидам гипсоносной толщи о. Пионер.

Металлические полезные ископаемые. Размещение основных видов полезных ископаемых на архипелаге показано на рис. 69.

Золото. Многочисленные проявления метаморфогенно-гидротермальной золото-кварцевой формации установлены в различных частях о. Большевик (рис. 70), тогда как более древние, относимые к золото-черносланцевой, расположены в его юго-восточной части, где обнажаются дислоцированные и метаморфизованные до начальных ступеней зеленосланцевой фации флишеидные отложения высокоуглеродистой ($C_{орг} = 1,5-2,5\%$) рифейской (голышевской) толщи.

Редкие эпitherмальные проявления золото-кварцевой формации известны только в южной части острова, преимущественно в басс. рек Тора и Каменка среди рифей-вендских метаморфизованных отложений. Также малочисленны проявления золото-кварцевой формации, пространственно и парагенетически связанные с эндо- и экзоконтактовыми зонами позднепалеозойских гранитоидных массивов. Как и предыдущие, они характеризуются низким содержанием золота, однако в проявлениях эпitherмального генезиса содержание серебра иногда достигает 0,8–1 кг/т.

Для золото-черносланцевой формации типичны проявления каньона р. Голышева. Более изученное из них – Голышева-1 – локализовано в толще ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями кварцевых гравелитов. Породы метаморфизованы до степени хлорит-серицитовая субфации и неравномерно интенсивно пиритизированы. Наблюдаются участки в виде пятен площадью до 10 м² с вкрапленностью кристаллов пирита размером до 1–3 см. В других случаях мелкая вкрапленность пирита сопровождается тонким прожилкованием. Выделяются редкие прослои протяженностью 1–10 м и мощностью 2–5 см с густо вкрапленным, вплоть до массивных руд, пиритом, характеризующиеся наиболее высоким содержанием золота (до 30 г/т), тогда как в окружающих породах содержание металла не превышает 1–5 г/т. Концентрации золота связаны с сульфидами, среди которых преобладает мельниковит-пирит в сростании с марказитом. В пирите в виде микровключений присутствуют халькопирит, галенит, сфалерит и золото. При анализе сульфидных концентратов установлено содержание золота до десятков и сотен граммов на тонну. Золото наблюдается в виде округло-изометричных выделений размером 0,1–0,3 мм. Его пробность колеблется от 853 до 977 ед.: из элементов-примесей, кроме серебра, в нем присутствуют железо – до 3,92 и медь – до 0,19 %. Проявление имеет сингенетично-метаморфогенный генезис и, следовательно, докембрийский возраст. Его принадлежность к стратиформной золото-черносланцевой «базовой» формации указывает на первичное накопление металла в сероводородном бассейне.

Среди жильных проявлений золото-кварцевой формации, которая подразделяется на субформации – преобладающую золото-кварцевую малосульфидную и золото-сульфидно-кварцевую, – не менее 80 % золотоносных жил имеет хлорит-карбонат-кварцевый состав, а остальные, сингранитоидные по времени формирования, представлены кварцевыми и карбонат-кварцевыми прожилково-жильными зонами.

Метаморфогенно-гидротермальные хлорит-карбонат-кварцевые жилы наиболее продуктивны на золото в зоне совмещения проявлений золото-черносланцевой и золото-кварцевой формаций. Положение их в амагматичных обстановках подчеркивается удаленностью до 30–50 км от гранитоидных массивов и штоков. Вмещающие рифейские и рифей-вендские флишеидные отложения в различной степени хлоритизированы и серицитизированы. По минеральному составу выделяются проявления золото-кварцевой малосульфидной формации с подтипами по преобладающему минералу и полисульфидные (золото-сульфидно-кварцевые), в которых количество рудных минералов превышает 4 %.

Золотоносные жильные свиты контролируются соскладчатыми зонами смятия — расщепления, разделяющими блоки менее напряженных дислокаций. Преобладающие в них секущие, как правило, маломощные (0,2–0,5 м) крутопадающие жилы имеют незначительную (десятки метров) протяженность. Более редкие субсогласные с простиранием пород жильные тела отличаются повышенной (1–2,5 м) мощностью и протяженностью по простираанию до многих сотен метров. Встречаются короткие с раздувами седловидные жилы, приуроченные к замкам мелких антиклиналей и зоны прожилкового окварцевания лестничного типа. Неоднократно отмечены случаи пересечения кварцево-жильных золотоносных полей дайками габбро-диабазов и долеритов мезозойского возраста. Наиболее детально изученные на юго-востоке о. Большевик проявления золото-кварцевой формации связаны с хлорит-карбонат-кварцевыми жилами, в которых наряду с преимущественно магнезиально-железистыми хлоритами присутствуют сфен, мусковит, рутил. В кварце и в идиоморфных выделениях карбонатов вдоль зальбандов и внутри жил отмечается визуально различимая вкрапленность золота иногда с крупными (до 0,5–1,5 см) его выделениями. Золото в виде мелких (до 0,08 мм) выделений отмечается в арсенопирите. В этом районе выделено 5 рудопроявлений: Васильевское, Нижне-Литкенское, Фокинское, Приморское, Трех Сергеев, характеризующихся содержанием золота 10–50–100, а по единичным пересечениям — до 500–1500 г/т. Мощность рудных тел обычно не превышает 0,6–1,1 м. Золото высокопробное (950–977 ед.), содержит кроме серебра микропримеси меди и ртути. Количество сульфидов не превышает 1 % от рудной массы.

Изучение золотоносных руд позволяет сделать вывод о двустадийности метаморфогенно-гидротермального рудогенеза. На ранней стадии происходило образование ведущего сульфидного компонента руд: арсенопирита и пирита с сингенетичной вкрапленностью второстепенных и редких сульфидов, а также раннего золота. После дробления хлорит-карбонат-кварцевых жильных образований отлагались карбонаты 2- и 3-й генераций, сульфиды и золото, образующие агрегаты, вкрапленность, гнезда и прожилки. При этом происходило рафинирование золота до более высокопробных его разновидностей.

На юго-западе острова в басс. р. Студеная расположено рудопроявление золота (относимое также к золото-кварцевой малосульфидной субформации) Грязнуха, представленное серией сидеритизированных кварцевых жил, контролируемых субмеридиональной зоной смятия вмещающих пород. Наиболее высокое содержание золота достигает 40 г/т. С ним ассоциируют пирит, галенит, реже халькопирит и арсенопирит. В рудах, кроме золота и серебра, фиксируются повышенные содержания молибдена и висмута.

Среди более редких объектов, относимых к золото-сульфидно-кварцевой субформации, полисульфидная минерализация наиболее часто представлена пиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, реже арсенопиритом. Исключение составляет рудопроявление Первое, расположенное в юго-западной части острова, руды которого насыщены мелким тонкоиглольчатым арсенопиритом. Количество других сульфидов — пирита, халькопирита, галенита и сфалерита — не превышает 20–30 % от всех рудных минералов. Большинство наблюдаемого в аншлифах золота заключено в кварце, остальное образует сростки с сульфидными или распылено в арсенопирите и раннем пирите. Преобладает золото гранулометрического класса 30+4 мк, но отдельные золотины достигают размера 0,1–0,3 мм; пробность золота 926 ед. Среди жильных минералов, наряду с кварцем, в незначительных количествах присутствуют кальцит, хлорит, иногда альбит. По данным опробования наиболее крупной линзы кварцевых метасоматитов рудопроявление Первое не имеют пока аналогов среди золоторудных объектов острова. Остальные проявления золото-

сульфидно-кварцевой субформации представлены исключительно жильными телами. Полисульфидная с золотом минерализация в них представлена в основном пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, реже арсенопиритом и блеклыми рудами. Золото фиксируется в аншлифах среди пирита по трещинам, спорадически отмечается в сфалерите и галените. Размеры его частиц менее 20 мкм, и только около 6 % наблюдаемого имеют размер более 50 мкм. Средняя пробность золота 668 ед., что значительно ниже, чем у золота докембрийского возраста. По-видимому, эта гидротермальная группа золоторудных проявлений связана парагенетически с гранитоидами.

На локальных участках в южной части о. Большевик установлены редкие не-протяженные и маломощные жилы, сложенные халцедоновидным кварцем. Их сопровождают зоны прожилкования кварц-кальцитового состава с полисульфидной минерализацией, реже с самородной медью. Опробование слабопиритизированного халцедоновидного кварца показало невысокое содержание золота, а в прожилках с полисульфидной минерализацией часто фиксируется существенное содержание (400–1000 г/т) серебра. Эти эпitherмальные проявления, относимые к золото-серебряной формации, имеют, по-видимому, меловой возраст.

На основании изложенного можно утверждать, что полигенные золоторудные проявления о. Большевик являются также и полихронными.

В северо-восточной части острова, в районе гор Туманные, выявлены мусковит-пегматитовые жилы мощностью до 20 м, в которых присутствуют пустоты, vyplненные горным хрусталем с кристаллами размером до 15 см. Горный хрусталь также обнаружен на о. Большевик (гора 8-е Марта). Как выше отмечалось, крупные кристаллы апатита на о. Октябрьской Революции установлены в магнетитовых рудах.

Россыпное золото. Ведущим полезным ископаемым региона является россыпное золото, приуроченное преимущественно к южной части о. Большевик, где разведано несколько средних и мелких россыпных месторождений, пригодных к открытой разработке раздельным способом. С низкой степенью достоверности оценены ресурсы подледниковых россыпей и подводных шельфовых россыпей, ожидаемых у северного побережья острова в районе зал. Ахматова. То же относится к прибрежно-морским россыпям приморских равнин.

Россыпное золото наиболее масштабно представлено кайнозойскими аллювиальными золотоносными россыпями в южной части о. Большевик. В его северной части установлено пока единственное россыпное проявление погребенного каньона (руч. Войцеховского), а на о. Октябрьской Революции – еще более мелкое проявление в басс. р. Книжная.

Главные коренные источники россыпной золотоносности – многочисленные проявления золото-кварцевой формации. Не меньшая роль в формировании золотоносных россыпей принадлежит и разновозрастным золотоносным корам выветривания, и промежуточным коллекторам золота. Площадные золотоносные коры химического выветривания палеогенового возраста установлены в южной части о. Большевик в низовьях рек Молодая и Светлая, на междуречье Тора – Порожистая и на левобережье р. Каменка, где они образуют наиболее обширные по площади выходы. В предположительно палеогеновых кварцевых гравелитах (руч. Гравелитовый) также в небольших количествах установлено мелкое золото. Наиболее высокое содержание металла зафиксировано в так называемых «валунных» глинах олигоцен-миоценового возраста. Перечисленные золотоносные образования являются, наряду с коренными источниками, поставщиками золота в россыпи.

Россыпные месторождения и проявления золота, охватывающие возрастной интервал формирования от наиболее древней прибрежно-морской палеоген-неогеновой

до плейстоцен-голоценовых, сосредоточены на о. Большевик в трех россыпных узлах: Студенинский, Тора-Каменский и Лагерно-Голышевский. Они охватывают соответственно западную, центральную и восточную площади юга острова. Размещение россыпных узлов контролируют структурно-тектонические и геоморфологические обстановки. Студенинский узел, включающий среднее по масштабу месторождение одноименной реки и мелкую россыпь р. Обрывистая, отделен от расположенного восточнее Тора-Каменского водораздельным пространством неотектонически приподнятого блока с ледником Кропоткина. Тора-Каменский узел, вмещающий средние по ресурсам россыпи одноименных рек и мелкую россыпь в басс. р. Нора разобщен с восточным Лагерно-Голышевским узлом гранитоидным массивом Солнечный и окружающей его экзоконтактной зоной.

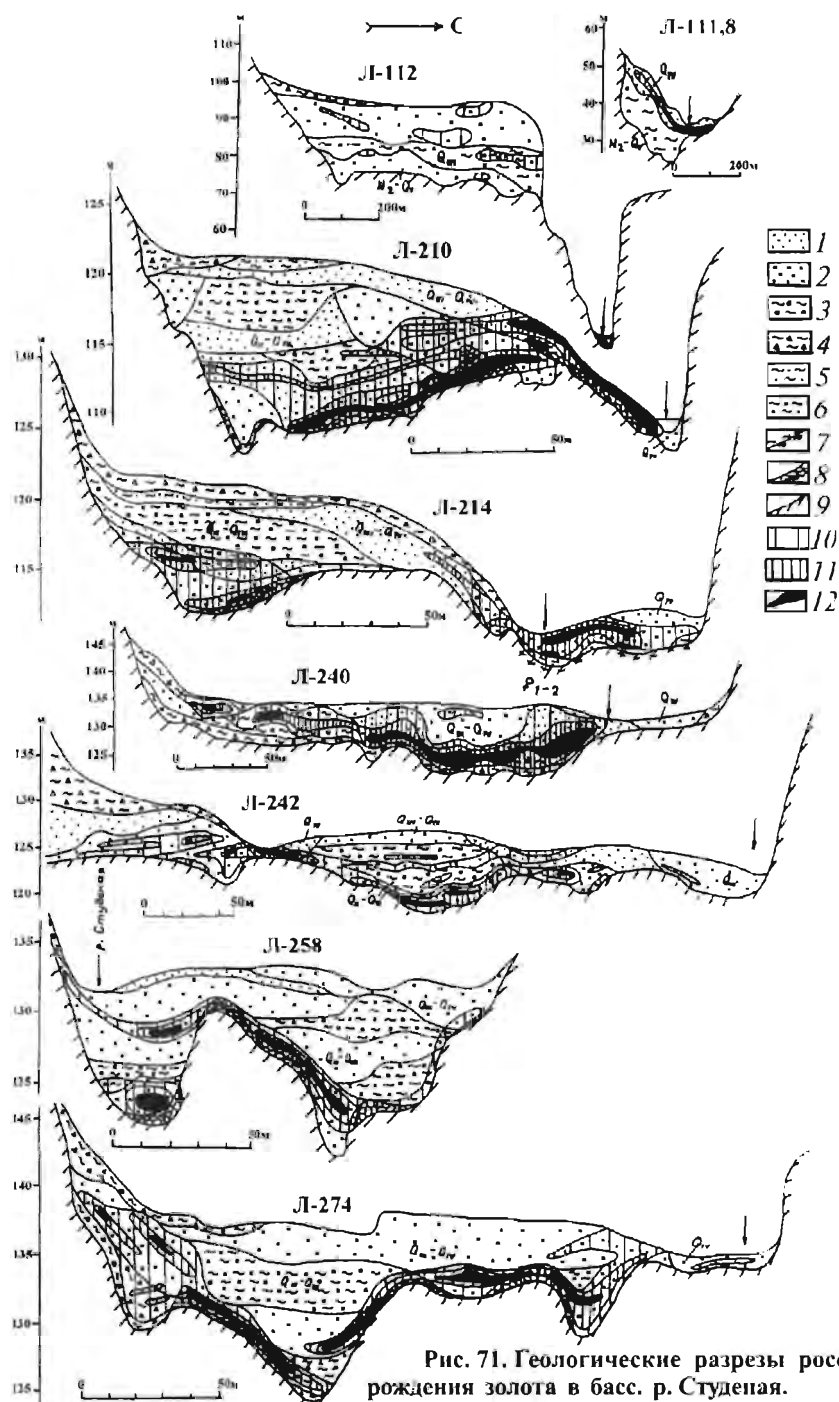
Во всех россыпных узлах преобладают аллювиальные россыпи комплекса речных долин, среди которых выделяются пойменные предканьонные, русловые, террасовые и пролювиально-аллювиальные ложковые, а также мелкие россыпи речных каньонов (табл. 6).

Средние по масштабам россыпные месторождения размещены в бассейнах наиболее крупных рек протяженностью по 35–45 км, верхние отрезки которых погребены под ледниковым покровом. В целом предканьонные россыпи характеризуются незначительными по мощности торфами – 3–4 м, приплотиковыми пластами мощностью 1–2 м, содержанием металла около 2 г/м³, иногда выше. Ширина золотоносного пласта колеблется от 50 до 250 м. Предканьонным россыпям упомянутых узлов присущи некоторые отличия. Так, россыпь р. Студеная, характеризующаяся сложным по строению золотоносным пластом (рис. 71), локализована в русловых и пойменных отложениях, а для басс. рек Каменка и Тора характерны, помимо русловых и пойменных, россыпи речных террас различных гилсометрических уровней (рис. 72).

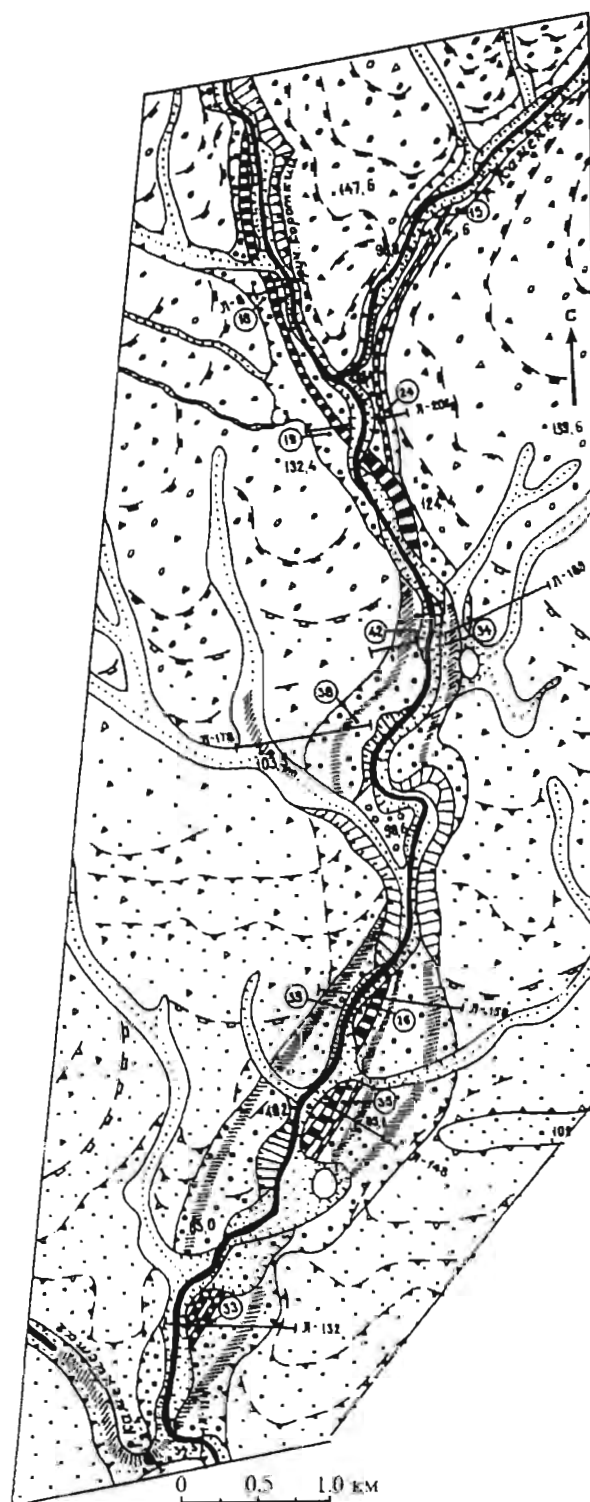
Таблица 6

ТИПИЗАЦИЯ РОССЫПЕЙ И РОССЫПЕПРОЯВЛЕНИЙ ЗОЛОТА НА о. БОЛЬШЕВИК

Морфогенетический тип россыпи	Аллювиальный	Пролувиальный	Элювиально-делювиальный	Прибрежно-морской
Подтипы	Пойменный, террасовый, русловый, каньонный	Ложковый	Плоских водоразделов, склоновый	Пляжевый, древних береговых зон
Положение относительно ярусов рельефа	Средний ярус рельефа: возвышенная ступенчатая денудационная равнина		Нижний ярус рельефа: абразионно-аккумулятивная равнина (приморская низменность)	
Структурно-геоморфологический контроль	Грабен-долины (время заложения J)	Эрозионные врезы (время заложения P-N)	Поверхность цокольного основания	Структурно-тектонические депрессии (время заложения J)
Возраст россыпей-вмещающих отложений	N ₁₋₂ (?), Q ₂ –Q ₄	Q ₃ –Q ₄	Q ₃ –Q ₄	P ₃ –N ₁ , N ₁₋₂ , Q ₂ –Q ₄
Примеры объектов	Студеная, Каменка, Скалистая, Лагерная	Басс. р. Тора	Район нижнего течения р. Литке	Водораздельная



1-6 - кайнозойские терригенные отложения (1 - аллювиальные песчано-галечные, 2 - аллювиальные валуново-песчано-галечные, 3 - ледниковые, водно-ледниковые галечно-щебнисто-глинистые, 4 - элювиальные, делювиально-коллювиальные глинисто-щебнистые, 5 - озерно-аллювиальные песчано-глинистые, 6 - аллювиально-морские глинистые); 7 - кора выветривания; 8 - трещиноватый плотик; 9 - коренные породы плотика; 10-12 - средние содержания золота, г/м³ (10 - 0,01-0,2, 11 - 0,2-1,0, 12 - более 1,0).



- | | | | |
|--|----|--|----|
| | 1 | | 2 |
| | 3 | | 4 |
| | 5 | | 6 |
| | 7 | | 8 |
| | 9 | | 10 |
| | 11 | | 12 |
| | 13 | | 14 |
| | 15 | | 16 |
| | 17 | | 18 |
| | 19 | | 20 |
| | 21 | | |

Рис. 72. Схема расположения россышной золота в басс. р. Каменка.

1-3 - четвертичные отложения чехла абразионно-аккумулятивной равнины (1 - смешанные водно-ледниковые и элювиально-делювиальные, 2 - смешанные морские и элювиально-делювиальные, 3 - морские); 4-6 - комплекс долинных отложений четвертичного возраста (4 - аллювиально-морские 30-40-метровой террасы р. Каменка, 5 - аллювиальные террасовые, 6 - аллювиальные русловые и пойменные); 7 - склоны крутые и средней крутизны; 8 - долины притоков; 9 - бровки долины (а - выраженные в рельефе, б - погребенные под рыхлыми отложениями); 10 - эрозийные уступы террас; 11 - эрозийные останцы на склонах долины; 12 - бровки склонов, образованные водно-ледниковыми потоками; 13, 14 - абразионные уступы среднего - позднего плейстоцена (13 - выработанные в цоколе равнины, 14 - проявленные в рыхлых отложениях чехла равнины); 15 - морской вал позднего плейстоцена; 16, 17 - аллювиальные россыли (16 - русловые и пойменные, 17 - террасовые); 18 - россылепроявления; 19 - высота террас, м; 20 - полевые линии; 21 - высотные отметки над уровнем моря, м.

Таблица 7

**СООТНОШЕНИЕ ЗАПАСОВ И ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ
АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ПРЕДКАНЬОННЫХ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА С КАНЬОННЫМИ
И РОССЫПАМИ МАЛЫХ ВОДОТОКОВ И ПРИТОКОВ НА о. БОЛЬШЕВИК (%)**

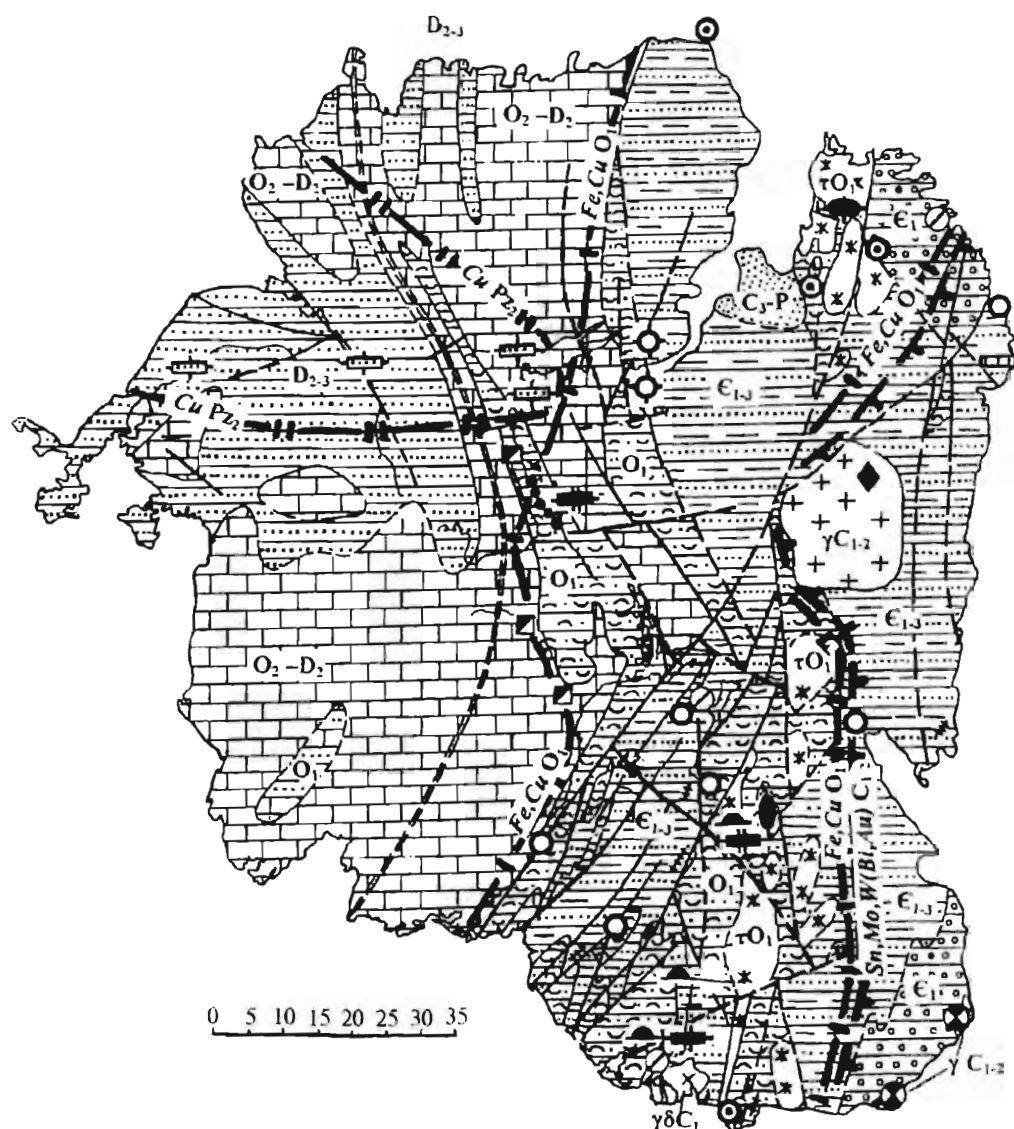
Категория запасов и прогнозных ресурсов	Россыпные узлы						Всего
	Студенинский		Тора-Каменский		Лагерно-Голышевский		
	Россыпи						
	предканьонные	каньонные малых водо- токов и притоков	предканьонные	каньонные малых водо- токов и притоков	предканьонные	каньонные малых водо- токов и при- токов	
C ₁	14,1	0,6	–	–	20,7	0,5	35,9
C ₂	0,3	0,8	6,0	0,8	–	–	7,9
P ₁	–	1,2	5,1	1,9	10,2	4,3	22,7
P ₂	9,7	6,6	4,9	1,3	–	11,0	33,5
Итого	24,1	9,2	16,0	4,0	30,9	15,8	100

Основные аллювиальные предканьонные россыпи юга о. Большевик контролируются грабен-долинами. Россыпи речных каньонов во всех узлах достаточно однотипны. Они экспонированы или имеют редуцированные (0,5–1,5 м) по мощности торфы; рвутся по простиранию и характеризуются неравномерным содержанием металла, достигающим 30 г/м³, а по запасам сопоставимы с мелкими россыпями притоков. От перечисленных россыпей резко отличается прибрежно-морская россыпь Водораздельная, расположенная на приморской равнине в междуречье Тора – Порожистая. Золотоносные пласты этой россыпи, ориентированные в широтном направлении субпараллельно современной береговой линии, приурочены в основном к олигоцен-миоценовым «валунным» глинам – материалу кор выветривания, переотложенному в условиях мелководной акватории. Россыпь характеризуется труднопромывистыми песками и присутствием в значительном количестве измельченного золота.

Показательно соотношение запасов и прогнозных ресурсов основных типов россыпей в трех золотоносных узлах, иллюстрирующее главенствующую роль предканьонных и одновременно уровень сложности каждого из типов (табл. 7). Приведенные в таблице данные отражают также и продуктивность россыпных узлов; наиболее значителен по ресурсам россыпного золота (и изучен) Лагерно-Голышевский узел.

Следует отметить, что 80 % запасов и прогнозных ресурсов россыпного золота о. Большевик размещено на среднем ярусе рельефа в пределах возвышенной денудационной равнины.

Редкие металлы. Редкометалльные проявления полезных ископаемых парагенетически связаны с меридиональными рядами синскладчатых гранитоидов. Два из них расположены в центральной и западной частях о. Большевик, а третий пересекает о. Октябрьской Революции у его восточного побережья. Интрузивные тела о. Большевик представлены наиболее протяженным на Северной Земле массивом Солнеч-



Восточная фациальная зона 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13

Западная фациальная зона

14 15 16

Рудопроявления

Пункты минерализации

17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28

29 30 31 32

ный и расположенными севернее массивом Левинсон-Лессинга и штоком м. Палец. Все они относятся к диорит-гранодиоритовой формации нижнекаменноугольного возраста. В их эндо- и экзоконтактных зонах размещены многочисленные проявления молибден-кварцевой слабозолотоносной формации. В оруденелых кварцевых жилах молибденит образует вкрапленность, тонкие прожилки, иногда крупночешуйчатые агрегаты. Отмечаются также полосчато-вкрапленные текстуры руд. С молибденитом нередко ассоциируют пирит, пирротин и халькопирит, а вмещающий их жильный кварц иногда сопровождается выделениями вдоль зальбандов калиевого полевого шпата и серицита. По данным спектрального анализа постоянно фиксируется содержание молибдена в сотые доли процента, но в интенсивно минерализованных жилах мощностью 0,5–1,0 м и протяженностью до 10–15 м оно возрастает до десятых процента и даже до 2–8 %.

Западный ряд гранитоидных интрузий острова фиксируется массивом Кропоткина в истоках р. Студеная и расположенным южнее м. Никитина апикальным выступом интрузии. Эти магматические тела, так же как и на о. Октябрьской Революции, относятся к более поздней ($C_{1,2}$) гранит-лейкогранитовой формации. На о. Октябрьской Революции в их эндо- и экзоконтактных зонах размещены редкометалльные альбититовые метасоматиты и грейзены (рис. 73). Первые изучены только в районе гор Туманные; здесь, в апогранитовых альбититах, пространственно сближенных с турмалин-кварцевыми жилами, сопровождаемыми грейзеновыми оторочками, фиксируется мелкокрапленный касситерит, отмеченный также в грейзенизированных жилах наряду с вольфрамитом. Более детально изучены турмалин-кварцевые жилы со слюдяными грейзеновыми оторочками среди гранитов мысов Массивный и Оловянный. Они приурочены к линейным зонам тробления, в пределах которых наи-

Рис. 73. Минерагеническая схема о. Октябрьской Революции.

1–8 – восточная структурно-фациальная зона, герцинский складчатый комплекс: 1, 2 – морские терригенные молассонидные, частью флишонидные формации авлакогенного прогиба: 1 – терригенная грубообломочная (C_1), 2 – песчано-глинистая ($E_{1,2}$); 3, 4 – формации эпохи раннеордовикского рифтогенеза: 3 – пестроцветная карбонатно-вулканогенно-терригенная континентально-прибрежно-морская (O_1), 4 – субщелочных базитов, сиенитов и граносиенитов (IO_1): массивы (а), дайки (б); 5, 6 – формации подвижной платформы: 5 – темноцветные, реже пестроцветные карбонатно-терригенные, терригенно-карбонатные, сульфатно-карбонатные и карбонатные прибрежно- и лагунно-морские (O_2-D_2), 6 – пестроцветные и красноцветные терригенные лагунно-морские, лагунные и лагунно-континентальные ($D_{2,3}$); 7, 8 – гранитоиды герцинского этапа активизации: 7 – диорит-гранодиоритовой формации (gdC_1), 8 – гранит-лейкогранитовая формация ($gC_{1,2}$); 9–11 – западная структурно-фациальная зона, герцинский слабодислоцированный платформенный комплекс: 9 – пестроцветная карбонатно-терригенная прибрежно-морская формация (O_1), 10 – темноцветные, реже пестроцветные карбонатно-терригенные, терригенно-карбонатные, сульфатно-карбонатные и карбонатные прибрежно- и лагунно-морские формации (O_2-D_2), 11 – пестроцветные и красноцветные терригенные лагунно-морские, лагунные и лагунно-континентальные формации ($D_{2,3}$); 12 – комплекс чехла постгерцинской платформы – континентальная и прибрежно-морская терригенные формации (C_2-P); 13 – тархидолериты и габбро-долериты траптовой формации (br_T-T) этапа позднепермско-раннеэриасовской активизации; 14 – разрывные нарушения (а – установленные, б – предполагаемые под ледниками); 15 – условная граница структурно-фациальных зон; 16 – геологические границы (а – установленные, б – предполагаемые под ледниками); 17–26 – рудные формации: 17, 18 – редкометалльные: 17 – грейзеновая (Sn, Mo, W, Bi), 18 – редкометалльных альбититов (Sn); 19–32 – меденосные (19 – медистых песчаников, 20 – медистых колчеданов, 21 – полисульфидная гидротермальная; 22–26 – железорудные (22 – гематит-магнетитовая вулканогенная, 23 – апатит-магнетитовая постмагматическая, 24 – гематит-магнетит-кварцевая гидротермальная, 25 – сидеритовая жильная, 26 – железных шляп); 27 – марганцевая минерализация; 28 – гипс и ангидрит; 29 – россыпные проявления золота; 30–32 – металлогенические зоны (30 – комплексного редкометалльного оруденения, 31 – медно-колчеданного оруденения, 32 – распространения медистых песчаников).

более крупные минерализованные жилы имеют мощность до 1 и протяженность до 150 м. В грейзенизированных жилах присутствуют мелкокристаллические выделения касситерита, крупные кристаллы вольфрамит, гнезда шеелита, молибденит и висмутин, а также сульфиды. Среди последних обычны арсенопирит (до 45 % от всех рудных минералов), пирит и халькопирит (до 15 %), сфалерит, реже галенит. В рудах отмечаются олово – до 0,3–0,4, висмут – до 0,1, молибден и вольфрам – сотые доли, медь – 0,4–2, цинк – 0,2 %, золото – до 0,2, серебро – до 150 г/т.

Комплексные золотосодержащие редкометалльные проявления грейзеновой формации установлены также на о. Большевик в гранитах м. Никитина и в поле окружающих их ороговикованных пород докембрия. Они локализованы на трех участках, образуя редкометалльный узел, контуры которого охватывают площадь горы 8-е Марта и расположенную к югу от нее территорию до мысов Никитина и Мордовина.

Мартовско-Никитинский узел выделяется интенсивными магнитными и локальными радиоактивными уран-торий-калиевыми аномалиями. Оруденение связано с грейзенизированными гранитами и секущими их и роговики кварцевыми жилами, значительная часть которых сопровождается грейзеновыми оторочками альбит-калишпат-мусковит-кварцевого состава. В отличие от жильных грейзенов о. Октябрьской Революции, насыщенных турмалином и иногда крупными кристаллами апатита, в грейзенах узла эти минералы присутствуют редко, в мелкокристаллических выделениях. Основная грейзеновая ассоциация здесь представлена мелкими выделениями топаза, берилла, реже флюорита и граната. Среди слюдястых минералов преобладает мусковит, наряду с которым присутствуют лепидолит и реже серицит. В мусковитизированных гранитах участка Никитинского отмечается вкрапленность мелкочешуйчатого молибденита, а в секущих кварцевых жилах наблюдаются крупные (до 20 см) кристаллы вольфрамит. В окружающих роговиках со слабопроявленной минерализацией пирита и пирротина также sporadически отмечается мелкокрапленный молибденит. Присутствует он и в жильных топаз-мусковит-кварцевых грейзенах совместно с висмутином и самородным висмутом, касситеритом, шеелитом, реже вольфрамитом. Эта продуктивная минеральная ассоциация сопровождается пиритом, пирротинном, марказитом, сфалеритом, арсенопиритом, халькопиритом, галенитом, жозеитом, самородным золотом, редко антимонитом. Содержание рудных компонентов в целом невысокое: вольфрам (до 0,02 %), висмут (до 0,8 %), олово и молибден – тысячные проценты, золото – до первых г/т, серебро – десятки граммов на тонну. Не менее 80 % выделений золота контактирует с висмутином и самородным висмутом. Золотины мелкие (максимум 0,048 мм), изометричной формы.

В пределах участка Мартовский, наряду с маломощными жильными грейзенами среди роговиков фиксируются кварцевые жилы. В слюдястых зальбандах грейзенизированных жил присутствует чешуйчатый молибденит-1, тогда как молибденит-2, образующий розетки, интерстирует кварц. Иногда отмечаются кристаллы вольфрамит. Ассоциирующий с ним шеелит образует гнездовые скопления; его количество достигает 10 % от жильной массы. Sporadически отмечается висмутин и крайне редко – мелкие кристаллы касситерита. По данным бороздового опробования отмечено следующее содержание основных рудных компонентов: молибден – 0,01–0,1 (до 5 %), вольфрам – 0,1–0,3 (до 1 %), олово – до 0,3, висмут – 0,02–0,2 %, золото – до 0,3, серебро – 0,5–30 г/т. В пределах этого участка обособлена локальная площадь, где жильный кварц сопровождается полисульфидной минерализацией. Количество сульфидов составляет от 1–8 до 10–15 % от жильной массы; главным минералом является арсенопирит. С ним ассоциируют сфалерит, халькопирит, пирит-1. Реже встре-

чаются галенит, висмутин, самородный висмут и касситерит. Еще более редкие минералы представлены мелкозернистым пиритом-2, станнином, шеелитом, вольфрамитом, пирротинном, марказитом, ковеллином, блеклой рудой, пираргиритом, самородным серебром и золотом. В жилах с полисульфидной минерализацией установлено следующее содержание рудных компонентов: золото – 0,5–2,5, серебро – до 400 г/т, висмут – 0,2, олово – до 0,1, вольфрам – до 0,05, молибден – 0,002, медь – до 0,7, цинк – 0,1 %, свинец – 0,05 %.

Минерализация, близкая к рассмотренной, присутствует в кварцево-жильных полях среди ороговикованных пород м. Мордовина.

В пределах влияния западной зоны гранитоидов о. Большевик, в басс. р. Студеная, среди ороговикованных пород в экзоконтакте массива Кропоткина находится Студенинское рудопроявление касситерит-сульфидной формации. Оруденение контролируется зоной разлома северо-восточного простирания шириной 20–80 м, прослеженной на 500 м, и представлено жилами и прожилками кварца с обильной полисульфидной минерализацией. Количество сульфидов достигает 20–60 % от жильной массы. Они образуют густую вкрапленность, гнезда и часто сопровождают зальбанды жил в виде агрегатов полосчатой текстуры. Основным рудным минералом – пирит образует сростки с тонкозернистым марказитом. Следующими по распространенности минералами являются сфалерит и арсенопирит, за ними тонкоиглочатый касситерит и станнин, а также самородное серебро, галенит, пирротин, реже мельниковит-пирит. Под микроскопом отмечаются ковеллин, блеклые руды, висмутин, самородный висмут, кубанит, виттихенит. Это рудопроявление сопровождается протяженным шлиховым ореолом с высоким содержанием сульфидов и касситерита. Последний присутствует, наряду с деревянистым оловом, самородными серебром и медью, электрумом, кюстелитом и минералами серебра в золотоносной россыпи р. Студеная. По данным бороздового опробования этого серебросодержащего оловянного рудопроявления фиксируется весьма высокое содержание рудных элементов: олово – 0,1 (до 2–7 %), серебро – 200–400 (до 1 кг/т), висмут – 0,01–0,2 %. Медь, цинк и свинец характеризуются устойчивыми содержаниями – десятки процента при содержании цинка в отдельных пробах до 2–5 %.

Цветные металлы. Медь, цинк и свинец присутствуют в разновозрастных золоторудных и редкометалльных объектах о. Большевик. При этом они образуют и собственные жильные гидротермальные проявления с полисульфидной минерализацией. Исключение составляет обнаруженная в нижнем течении р. Голышева жила мощностью до 10 см, сложенная мономинеральным галенитом, отороченная вдоль зальбандов узкой (0,5–1 см) полосой катаклазированного жильного кварца. По данным спектрального анализа галенита, в нем присутствует серебро в весьма незначительных (до 10 г/т) количествах.

На о. Октябрьской Революции, в районе оз. Глубокое, выявлена зона прожилково-жильного окварцевания шириной 30 при протяженности 400 м среди аргиллитов среднего кембрия. Количество пирита и халькопирита в жилах не превышает 2–5 %, а содержание меди по данным штучного опробования составляет десятки доли процента, редко до 3 %. В центральной части острова, в районах горы Восьмерка и оз. Острое, полисульфидная минерализация сопровождает дайки базитового состава, вероятно, нижеордовикского возраста. Одна из них, мощностью 40–50 м и протяженностью до 10 км, сопровождается на локальных участках в экзоконтактах прожилково-вкрапленной минерализацией халькопирита, реже галенита и сфалерита в ассоциации с пиритом. Кроме того, халькопирит часто образует вкрапленность в кварц-сидеритовых и сидеритовых жилах в северо-восточной части острова.

Колчеданные проявления о. Октябрьской Революции сопровождаются полисульфидной минерализацией (халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит и др.). В них кроме железа, преобладает медь, устойчивое содержание которой колеблется в пределах 0,4–1 (до 6 %). Медистые колчеданы, контролируемые рифтогенными вулканитами нижнеордовикского возраста, расположены в центральной и восточной частях о. Октябрьской Революции. Для колчеданного оруденения характерно присутствие бария – до 3, марганца – до 4 и редкоземельных элементов с суммарным содержанием до 0,9 %. По данным спектрального анализа содержание свинца не превышает десятых процента при содержании золота до 0,15, а серебра – до первых г/т.

Еще более масштабно на Северной Земле представлено стратиформное оруденение формации медистых песчаников, которое установлено на трех островах архипелага (Пионер, Октябрьской Революции, Комсомолец) на двух стратиграфических уровнях – в силуре и девоне. Наиболее насыщены медистыми песчаниками сероцветы нижнего и верхнего девона на о. Пионер, где проявлено многоярусное оруденение. Примером служат рудопроявления, расположенные в верховьях р. Коленчатая и на правом берегу р. Пионерка. Первое из них представлено несколькими пластами оруденелых песчаников мощностью 1–2 м, прослеженных по простиранию свыше 10 км. На рудопроявлении Пионерка нижний оруденелый горизонт объединяет 2–3 маломощных (0,5–1 м) пласта слабоминерализованных песчаников, а верхний горизонт мощностью до 30 м представлен пачкой известковистых алевролитов с рудным цементом при протяженности минерализованных интервалов 300–1000 м. Минеральный состав руд в обоих рудопроявлениях весьма близкий. Отмечаются пирит, халькопирит, халькозин, борнит, ковеллин, куприт, сфалерит, галенит, барит. Содержание меди в бедных рудах 0,1–0,5, в богатых – от 1 до 10 %. В некоторых проявлениях медистых песчаников фиксируется серебро (до 20–30 г/т).

Черные металлы. Марганец и железо образуют минерализацию и рудопроявления в палеозойских толщах и практически отсутствуют среди докембрийских флишоидных образований. Стратиформные проявления марганца распространены весьма ограниченно на о. Пионер, где в среднем течении р. Коленчатая и северо-восточнее на побережье встречены пласты оруденелых ниже- и среднедевонских песчаников, в цементе которых присутствуют гидроокислы железа и марганца. Протяженность минерализованных пластов достигает 1 км при максимальной суммарной мощности до 30 м. Содержание в рудах марганца не превышает 4–10 %. Еще одно проявление марганца зафиксировано среди алевролитов верхнего кембрия у северо-восточного побережья о. Октябрьской Революции (м. Камень). Наряду с марганцем, содержание которого достигает 10 %, в рудах присутствует медь (0,4–2 %).

Многочисленные проявления железа характерны для о. Октябрьской Революции, где их размещение контролируется рифтогенной структурой раннеордовикского возраста, в пределах которой выделяются объекты вулканогенного и гидротермального генезиса, а также руды зоны окисления – колчеданы типа железных шляп.

Несмотря на обилие проявлений железа, на о. Октябрьской Революции трудно ожидать даже средних по масштабам месторождений этого металла, о чем свидетельствуют не только имеющиеся геологические характеристики, но и аэромагнитные данные.

Неметаллические полезные ископаемые. Эта группа полезных ископаемых весьма ограничена по минеральным типам. Масштабно проявлены только гипс-ангидритовые залежи, представленные пластами 5–8-метровой мощности среди отложе-

ний среднего ордовика в басс. рек Озерная, Стройная, Ушакова на о. Октябрьской Революции. Пласты ангидрита и гипсолитов меньшей мощности присутствуют также в терригенно-карбонатно-эвапоритовых горизонтах нижнего ордовика, верхнего силура, нижнего девона.

Эпохи и этапы рудогенеза

В геологической эволюции Северной Земли выделяются позднедокембрийская и палеозойская эпохи рудогенеза, за которыми последовала мезозойско-кайнозойская эпоха формирования россыпей.

Наиболее древние, сингенетичные концентрации золота в рифейских терригенно-осадочных отложениях были преобразованы в стратиформные (сингенетично-метаморфогенные) проявления золото-черносланцевой формации байкальским циклом тектогенеза. С обусловленным им региональным метаморфизмом начальных ступеней зеленосланцевой фации связано образование многочисленных метаморфогенно-гидротермальных проявлений наиболее ранней золото-кварцевой формации. Размещение докембрийских золоторудных объектов, являющихся основным поставщиком золота россыпей, контролируется, с одной стороны, пачками рифейских высокоуглеродистых образований, а с другой – хлорит-карбонат-кварцевыми оруденелыми жилами альпийского типа, проявленными среди рифейских и рифей-вендских дислоцированных отложений. Максимум оруденения фиксируется на площади совмещения проявлений обоих формационных типов. Оруденение контролируется складчатými зонами смятия – рассланцевания, особенно узлами их пересечения с разломами субширотного и северо-западного простирания. Таким образом, выделяется позднедокембрийская эпоха рудогенеза, специализированная на масштабно проявленное золото.

Палеозойская эпоха эндогенного рудообразования проявлена в возрастном диапазоне от раннего кембрия до среднего карбона включительно. При этом выделяются два этапа, обусловленные тектоно-магматической активизацией: ранний – нижнеордовикский и поздний – герцинский (C_{1-2}).

Ранний этап сопровождался развитием вулканоплутонических ассоциаций полного субщелочного ряда с преобладанием базитовых эффузивов в пределах меридиональной рифтогенной структуры, пересекающей восточную и центральную части о. Октябрьской Революции. С рифтогенным вулканизмом парагенетически ассоциируют проявления медистых колчеданов, вулканогенные, магматогенно-гидротермальные и жильные гидротермальные проявления гематит-магнетитовых, апатит-магнетитовых, гематитовых и магнетитовых руд наряду с сидеритовыми жилами. Только среди раннеордовикских образований встречены в различной степени окисленные колчеданы, представленные «железными шляпами». Начиная с раннего ордовика, при накоплении терригенно-карбонатных, включающих пестроцветы, толщ создались условия возникновения эвапоритовых бассейнов, в которых отлагался ангидрит. Гипс-ангидритовые пласты и залежи, сопровождаемые гипсолитами, проявлены на ордовикском, верхнесилурийском и позднедевонском стратиграфических уровнях. С позднего силура возникли первые проявления медистых песчаников в сероцветах, которые образуют максимальные концентрации в толщах нижнего и верхнего отделов девона.

Последовавший в конце девона – карбоне этап герцинской тектоно-магматической активизации обособил на Северной Земле западную платформенную область с проявлениями битумов и капельно-жидкой нефти от восточной зоны интенсивной линейной складчатости палеозойских (о-ва Октябрьской Революции, Комсомолец) и

докембрийских (о. Большевик) активизированных толщ. Сопутствующий гранитоидный магматизм, интенсивно проявленный в линейных меридиональных ослабленных зонах, сопровождался формированием жильных гидротермальных сингранитодных проявлений золото-кварцевой, молибден-кварцевой, комплексной (Mo, W, Sn, Bi) редкометалльной, касситерит-сульфидной, предположительно касситерит-кварцевой рудных формаций, а также редкометалльных альбититов. С этим же этапом рудогенеза связано возникновение мусковитовых пегматитов и проявлений горного хрусталя.

Таким образом, палеозойская эпоха рудогенеза специализирована в основном на медь, железо, отчасти марганец, редкие металлы, в меньшей мере на свинец, цинк и золото. Последнее не является одним из ведущих рудных элементов, так как его редкие проявления не выходят за пределы эндо- и экзоконтактов гранитоидных интрузий. Золото также присутствует в окисленных рудах «железных шляп» и в комплексных редкометалльных проявлениях. Единственное пока проявление касситерит-сульфидной формации выделяется высоким содержанием серебра.

Пермо-триасовая активизация, выраженная поясами даек и силлов габброндов, не породила сколько-нибудь ощутимых рудных концентраций. В самих дайках и их узких экзоконтактовых зонах фиксируется только повышенное содержание меди, никеля и кобальта.

Значительно менее достоверно обоснован мезозойский (меловой) возраст проявлений золото-серебряной формации, установленных в южной части о. Большевик. Ими завершается последний на Северной Земле этап эндогенного рудогенеза, обусловленный периокеаническим рифтогenezом мезозойско-кайнозойского возраста.

Сквозное, хотя и дискретное прохождение в рудно-формационном ряду золота в возрастном диапазоне от рифея до мелового периода, по-видимому, связано с процессами его регенерации и переотложения. При этом основным источником, вероятно, были концентрации, относимые к образованиям базовой золото-черносланцевой формации. В сопоставимой по возрастному диапазону мере это может быть отнесено и к цветным металлам с ведущей ролью меди, источники которых, вероятно, весьма разнообразны. Таким образом, можно прийти к выводу, что элементами-индикаторами геохимической специализации Северной Земли являются из черных металлов – железо, из цветных – медь, а из благородных – золото и серебро.

Наиболее древние кластогенные концентрации золота установлены на о. Большевик в базальных кварцевых конгломератах, перекрытых терригенно-осадочными платформенными образованиями пермо-карбонового возраста (C_3-P_1). Золото также встречается в палеогеновых конгломератах и образует бедные россыпные концентрации в горизонте олигоцен-миоценовых «валунных» глин. Присутствует оно и в глинах разновозрастных кор химического выветривания. Наряду с россыпеобразующей ролью золоторудных формаций перемыв золотоносных образований юрского, палеогенового и неогенового возрастов обусловил наличие масштабно проявленной на о. Большевик формации золотоносных аллювиальных россыпей плейстоцен-голоценового возраста.

Металлогеническое районирование

Северная Земля входит в состав Таймыро-Североземельской золотоносной провинции, охватывающей весь Сев. Таймыр от Енисейского залива до северо-восточного фланга, включающего п-ов Челюскин и большую часть Северной Земли. Правоммерно выделение Североземельско-Челюскинской зоны россыпной золотоносности

меридионального простираения, единство которой обусловлено предюрским рифтогенезом незавершенного профиля, сыгравшим ведущую роль в локализации россыпей.

Североземельский фланг золотоносной провинции (рис. 74) охватывает площади распространения дислоцированных рифейских, рифей-вендских и кембрийских терригенных пород, где проявления собственно золоторудных формаций установлены или предполагаются с большой вероятностью. Это весь о. Большевик, о-ва М. Таймыр и Старокадомского, а также восточные части островов Октябрьской Революции

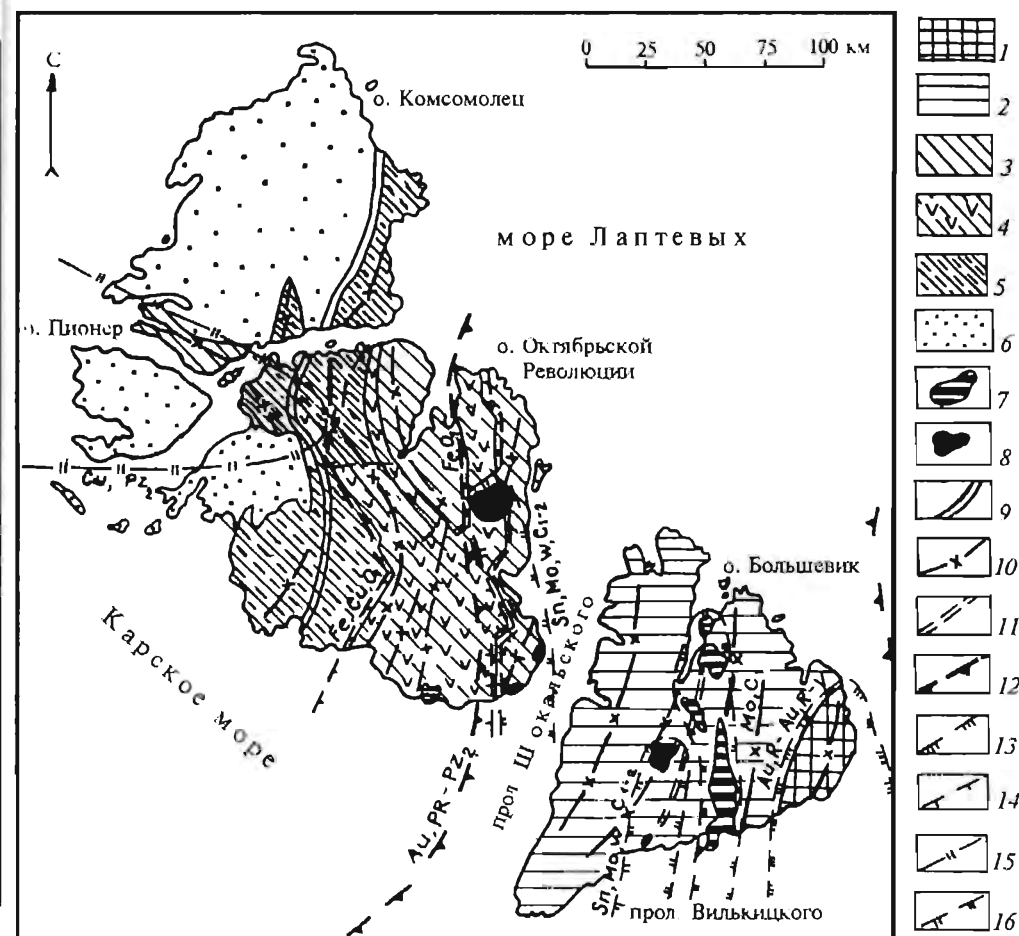


Рис. 74. Схема металлогенического районирования арх. Северная Земля.

1-2 - складчатый комплекс байкалит, терригенные флишеидные толщи: 1 - рифейские (R), 2 - рифейско-вендские (R-V); 3-5 - палеозойские толщи герцинского складчатого комплекса: 3 - терригенные (C), 4 - карбонатно-терригенно-вулканогенная (O₁), 5 - терригенно-карбонатные и карбонатные (O₂-D₂); 6 - слабодислоцированные терригенно-карбонатные и терригенные толщи девона (D); 7, 8 - гранитоидные интрузии этапа герцинской активизации: 7 - диорит-гранодиоритовой формации (C₁), 8 - гранит-лейкогранитовой формации (C_{1,2}); 9 - граница между западной и восточной структурно-фациальными зонами палеозоя; 10 - оси крупных антиклиналей; 11 - Ахматовский пояс даек (о. Большевик); 12 - граница Североземельско-Таймырской золотоносной провинции; 13-16 - металлогенические зоны (13 - совмещения оруденения золото-черносланцевой и золото-кварцевой формаций, 14 - железорудного и медноколчеданного оруденения, 15 - оруденения формации медистых песчаников, 16 - комплексного редкометалльного и молибденового оруденения).

и Комсомолец. В юго-восточной части о. Большевик в обширных полях рифейских метаморфизованных отложений находится область совмещения минерализации золото-черносланцевой и золото-кварцевой формаций, где установлены наиболее продуктивные золоторудные объекты. Дальнейшее расчленение территории на эндогенные золотоносные районы, узлы и поля невыполнимо на данном уровне изученности. Однако достоверно оконтуриваются, на основе структурного и геоморфологического факторов, россыпные узлы, в пределах которых известны многочисленные золоторудные проявления. В центральной части о. Большевик выделяется субмеридиональная зона, трассируемая массивами и штоками ранней (C_1) диорит-гранодиоритовой формации, с которыми парагенетически связаны проявления молибденит-кварцевой формации. К западу от нее находится менее протяженная субмеридиональная зона с выходами штоков поздней (C_{1-2}) гранит-лейкогранитовой формации, в пределах которой на юге установлен Мартовско-Никитинский узел с комплексными (Sn, Mo, W, Bi) золотосодержащими проявлениями грейзеновой формации. В северной части этой зоны установлены рудопроявления (Студенинское и др.) золото- и серебросодержащей силикатно-сульфидно-касситеритовой формации.

На о. Октябрьской Революции выделяются субмеридиональная зона, насыщенная железорудными и медно-колчеданными проявлениями, пространственно и парагенетически связанными с вулканоплутоническим рифтогенным комплексом раннеордовикского возраста. Ее восточная граница проведена предположительно с учетом геофизических данных. В восточной части острова выделяется еще одна субмеридиональная металлогеническая зона, насыщенная телами гранит-лейкогранитовой формации (C_{1-2}), с которыми парагенетически связаны комплексные проявления грейзеновой формации.

ЮЖНО-КАРСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ БАССЕЙН

Южно-Карский бассейн является северной, наиболее погруженной впадиной эпипалеозойской Западно-Сибирской внутриконтинентальной плиты. От Северо-Карского бассейна он отделен Северо-Сибирским (Новоземельско-Таймырским) порогом. На западе его ограничивают Пайхойско-Новоземельская, а на юго-востоке – Таймырская складчатые системы. В отличие от Баренцево-Северокарского бассейна в Южно-Карском бассейне и в палеогене продолжалось осадконакопление. В итоге здесь создались особо благоприятные условия для сохранения залежей углеводородов в юрско-меловом комплексе отложений.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА

Геолого-геофизическая изученность. Изученность акватории Южно-Карского бассейна неравномерна. Морское глубокое бурение проведено только на Ленинградской (две скважины) и Русановской (две скважины) площадях. Кроме того, были пробурены параметрические скважины на о-вах Белый (три скважины) и Свердруп (одна скважина). Общий объем глубокого бурения 18 тыс. м. Таким образом, разбуренность бассейна ничтожна и не превышает 0,05 м/км², в том числе на Ленин-

градском своде 0,6, в Белоостровском прогибе 0,3 и на Притаймырской моноклинали 0,08 м/км².

В южной части Карского моря выполнен значительный объем сейсмических исследований МОВ ОГТ. На подавляющей части Ленинградского свода проведены работы по сети в среднем 5×5 км (0,4 км на 1 км²).

Между Новой Землей и Ямалом акватория изучена МОВ ОГТ по сети 20×(20–30) км (0,1 км на 1 км²). В то же время юго-восточная часть моря к северу от Гыдана и о. Белый, между Таймыром и северной оконечностью Новой Земли (Восточно-Карская терраса и Притаймырская моноклинали) осталась почти не изученной. Здесь проведены только единичные региональные профили ОГТ. Плотность сейсмических профилей менее 0,01 км/км².

Кроме сейсмических профилей МОВ ОГТ, на акватории бассейна выполнены сейсмопрофили КМПВ, пересекающие все основные структуры.

На всей площади Южно-Карского бассейна проведены гравимагнитные, авиационные и морские исследования, обеспечивающие построение карт м-бов 1 : 500 000 – 1 : 1 000 000 и позволяющие качественно оценивать перспективы нефтегазоносности акватории, не изученной сейсморазведкой.

Рельеф и современная геодинамика. Геоморфология. В рельефе Южно-Карского бассейна выделяются Ямало-Гыданская и собственно Карская шельфовые равнины и краевой Восточно-Новоземельский желоб. Последний имеет ширину 50–60 км, борта его осложнены подводными трогообразными фиордами до глубины 300–350 м на западе и V-образными врезами на востоке (Арктический шельф..., 1987). В пределах Карской и Ямало-Гыданской шельфовых равнин А. Н. Ласточкиным (1977) установлены абразионные уровни на глубине 13–16, 22–24, 36–38, 48–50 и 85–90 м. На п-ове Ямал развита плоская пологоволнистая аккумулятивная равнина с абсолютными отметками до +80...+95 м; на п-ове Гыдан отдельные высоты Гыданской гряды могут достигать +135...+145 м. Рельеф палеошельфа характеризуется выровненными широкими водоразделами, к которым приурочены крупные озера с обширными меандрирующими речными долинами и заболоченными низменностями вдоль побережий. На прибрежных равнинах установлено шесть разновозрастных морских уровней на высоте 65–96, 45–65, 25–40, 15–20 и 5–2 м. Глубины современных эрозионных врезов на водоразделах составляют 30–50, редко до 70, а на побережьях – 10–30 м.

На Южно-Карском шельфе выделены следующие морфоструктуры:

1. Ямало-Гыданская или Мангазейская ступень с исключительно выровненным дном на глубинах до 30–40 м, где максимальные уклоны составляют менее 0,5 м на 1 км. Морфоструктуры Ямала, имеющие северо-западное простирание – Нурминское, Южно-Ямальское поднятия, Восточно-Байдарацкий, Нейтинский прогибы, – затухают в пределах шельфа. Абразионный уступ на глубине 40–60 м оконтуривает прибрежную шельфовую равнину.

2. Байдарацкий предороженный прогиб, тянущийся от одноименного прогиба на суше через Байдарацкую губу вдоль Пай-Хоя к Новой Земле, где он смыкается с Восточно-Новоземельским желобом. Максимальные глубины в осевой части составляют около 250 м, абразионно-аккумулятивные уровни прослеживаются на абс. отм. –60...–200 и –200...–240 м.

3. Южно-Карский свод, расположенный в центральной части одноименной синеклизы, с сильно расчлененным рельефом, сформировавшимся в субазальных условиях. Древние структурно-денудационные останцы прослеживаются на глубине 60–80, 90–110, 110–120 и 140–150 м. В окаймляющих свод Свердрупском и Югор-

ском прогибах выделяются абразионно-аккумулятивные уровни на глубине 100–140 и 130–170 м. В пределах Южно-Карского свода развита радиальная система палеодолин с относительными глубинами до 150 м, врезаемыми в толщу мел-палеогеновых пород, смятых в пологую антиклинальную складку (Арктический шельф..., 1987). Вне пределов свода величина расчленения подводного рельефа не превышает 100 м (Арктический шельф..., 1987).

4. Восточно-Новоземельский желоб шириной 50–60 км с глубиной до 450–500 м, ограниченный крутыми сбросовыми уступами. На западном склоне желоба установлены (Арктический шельф..., 1987) конечно-моренные гряды на глубине 80–100, 140–150 и 250–260 м и подводные трог до глубины 300–350 м, а у восточного склона оконтурены конусы выноса молодых осадков близ устьев подводных V-образных врезов. В днище желоба А. Н. Ласточкин (1978) предполагал палеодолину крупной реки, которая при прорезании порога Брусилова имеет antecedentный характер. Борта желоба также террасированы меандрировавшей здесь рекой, видимо, палео-Обью (Ласточкин, 1978) протекавшей в регрессивные эпохи плейстоцена через Байдарацкую губу. В днище установлены локальные котловины (Арктический шельф..., 1987) и гряды конечных морен до глубины 150–220 м, фиксирующей амплитуду «последнего» погружения желоба в 80–130 м (с учетом величины фландрской трансгрессии в 100–120 м). В его бортах прослеживаются крупные террасовидные уровни на глубине 50–100, 220–300 и 310–340 м, имеющей, видимо, тектоническое происхождение. В днище желоба покров четвертичных отложений составляет в среднем 10–25 м и сложен в основном верхнеплейстоцен-голоценовыми осадками. Он подстилается меловыми породами, дислоцированными в широкие пологие складки. Нижнемеловые породы формируют в рельефе днища желоба остrokонечные протяженные гряды с относительными превышениями 10–30 м. Загадку представляет тот факт, что в ходе проведенной ГСШ в днище желоба не обнаружено палеорусел, а на поверхность под слоем морских верхнеплейстоцен-голоценовых осадков выходят нижнемеловые породы. Палеорусл отсутствуют, несмотря на давно и хорошо известный (Ласточкин, 1978) факт протекания р. Обь в эпохи четвертичных регрессий не через Обскую, а Байдарацкую губу, где по профилю от ее побережья до пос. Яр-Сале разбурен соответствующий аллювий, хотя очевидно, что такая река, как Обь, не могла исчезать без риска всемирного потопа.

На детальныx батиметрических картах видно, что северо-западное окончание Байдарацкого прогиба прослеживается на глубине 200–250 м к востоку от Восточно-Новоземельского желоба, в пределах пологого склона вала Литке. Видимо, Восточно-Новоземельский желоб гораздо моложе по времени заложения, чем Байдарацкий, и вовлекал по мере своего опускания в процессы погружения периферию Байдарацкого прогиба.

Макрорельеф в пределах Южно-Карского бассейна может быть охарактеризован как абразионно-аккумулятивный, но главные его черты predeterminedены региональными новейшими движениями, преимущественно опусканиями.

Новейшие движения. В кровле коренных пород Южно-Карского бассейна отчетливо выделяется Южно-Карский свод с абсолютными отметками подошвы новейших отложений –50...–100 м; его поверхность интенсивно расчленена долинообразными понижениями рельефа кровли коренных пород с отметками тальвегов –150...–200 м (Мусатов, 1990). С запада он обрамляется Восточно-Новоземельским желобом, с юга Байдарацким прогибом с отметками доновейшей поверхности –200...–250 м, а с востока Свердрупским прогибом. Восточнее расположена молодая положительная морфоструктура п-ова Ямал – наложенное инверсированное подня-

тие, где современный рельеф зачастую обратен по отношению к доновейшему палеорельефу. Поднятие вытянуто в субмеридиональном направлении и наложено на древний мезозойский структурно-тектонический план, где выделяется ряд валов (Южно-Ямальский, Нурминский) и прогибов (Восточно-Байдарацкий, Нейтинский) северо-западного простирания.

Для ряда пликативных неоструктур Южно-Карского бассейна характерна инверсия рельефа на заключительных стадиях их развития. Так, неоструктуре Южно-Карского свода соответствует глубокая впадина, выполненная мощной (более 12 км) толщей верхнепалеозойских – мезозойских пород.

В Южно-Карском бассейне мощность осадочного чехла достигает 10–12 км; возраст фундамента достоверно не определен. В его кровле установлен ряд обширных тафrogenных желобов, формирующих на севере плиты сложную систему северо-западных и северо-восточных простираний. Они рассматриваются, по одной точке зрения (Аплонov, 1992), как свидетельства океанический коры на месте компенсированного мезозойско-кайнозойскими осадками палеобассейна, а другими исследователями – как проявления деструктивных рифтогенных процессов в постпалеозойское время. Локальные структуры Зап. Сибири подразделяются на сквозные, затухающие в меловых породах и затухающие в олигоценовых отложениях. Неотектоническая стадия развития бассейна характеризовалась в целом ослаблением подвижек по унаследованным разломам и пликативным дислокациям.

Для мезозойского структурного плана характерны преимущественно северо-западные простирания (Нурминский мегавал, Байдарацкий, Нейтинский прогибы и др.), осложненные второстепенными структурами субширотных и субмеридиональных простираний (Варламов, 1985); последние наследуют простирания структур фундамента (Сурков, Жеро, 1981). Для новейших структур характерны субширотные (Сенин и др., 1989) и субмеридиональные (Мусатов, 1984) направления, а северо-западные и северо-восточные их простирания связаны с активизацией древних постгерцинских деформаций (Зайонц и др., 1986).

Начало новейшего этапа ознаменовалось региональным поднятием в конце олигоцена, в ряде районов в конце эоцена (Зайонц и др., 1986). Для подсчета амплитуд новейших движений сибирскими геологами используется восстановленная кровля верхнеолигоценовой туртасской (журавской) свиты, которая в большинстве случаев погребена под более молодыми осадками, а частично денудирована (Зайонц и др., 1986). Наиболее интенсивные импульсы воздымания устанавливаются в конце олигоцена при накоплении пестроцветов некрасовской серии и в конце позднего миоцена после накопления угленосных песков абросимовской свиты. Наиболее интенсивный размыв выделен в основании верхнемиоценовой пельимской свиты, причем интенсивность тектонических движений была гораздо большей на севере Западно-Сибирского бассейна, чем на юге. После периода относительного покоя еще один импульс неотектонического воздымания устанавливается в предьямальское (позднеплиоценовое) время, когда уровень океана понизился на 200–300 м в среднем плиоцене. С этими эпохами связано заложение широких долин великих сибирских рек.

В четвертичное время неотектоническая активность на палсошельфе заметно ослабла, и три новых импульса активизации, относимые к середине позднего плиоцена, раннему плейстоцену и концу среднего – началу позднего плейстоцена, объяснены своим происхождением понижению базиса эрозии. Ряд авторов (Астахов, 1981) важнейшее значение придает гляциотектонике, за счет которой сформировались в том числе Юганский и Самаровский отторженцы мезозойских пород, перемещенные четвертичным покровным ледником на сотни километров. Другие исследователи

(Кузин, 1983; Зайонц и др., 1986; Чочиа, Евдокимов, 1993) доказывают существование тангенциальных напряжений в теле плиты, приведших к формированию молодых сдвигов и надвигов в кайнозойских отложениях. Природа отторженцев объясняется складчатостью нагнетания в приповерхностных образованиях чехла.

Суммарный эффект новейших движений на палеошельфе оценивается от -100 до +500 м (Малохетский вал), причем погружения тяготеют к северной периферии плиты. На шельфе Западносибирского суммарные амплитуды новейших движений достигают -200...-250 м в Байдарацком и Приямальском прогибах. Импульсы воздымания Южно-Карского свода в олигоцене и миоцене, совпавшие со временем активизации Новоземельского орогена, привели к осушению шельфа плиты. В плиоцен-четвертичную фазу он испытывал устойчивые погружения, в результате чего были оформлены Байдарацкий, Югорский и Свердрупский прогибы. Современное приподнятое положение морфоструктур вала Литке и Южно-Карского свода на шельфе обусловлено их отставанием в скорости проседания от прилегающих желобов и прогибов. В эту же эпоху повсеместных погружений был оформлен Восточно-Новоземельский грабен-желоб; его некомпенсированность осадками, гигантские амплитуды (до 300 м на четвертичное время) и скорости обрушения сближают морфоструктуру желоба с краевыми грабенами окраинно-материковой плиты.

Происхождение современной морфоструктуры Восточно-Новоземельского желоба остается не совсем ясным даже после завершения в его средней части геологической съемки шельфа (ГСШ) м-ба 1 : 1 000 000. Очевидно, что основной фактор формирования желоба был тектонический, но если результаты ГСШ подтверждают раннюю точку зрения (Мусатов, 1989) о молодых высокоамплитудных (сотни метров за последние 50-100 тыс. лет!) проседаниях земной коры в его пределах, что само по себе крайне маловероятно, то совершенно непонятным становится отсутствие там сейсмичности с магнитудами землетрясений до 7-8 баллов, хотя 3-4-балльные землетрясения в регионе известны. Таким образом, допустимо и позднее высказанное (Е. Е. Мусатов, Ю. Е. Мусатов, 1992) об унаследованном олигоцен-четвертичном погружении желоба, развивавшегося в тектонопаре с интенсивно воздымающейся в эту эпоху дугой ранних киммерид Новой Земли.

Неотектонический этап в центральных частях Западно-Сибирской плиты характеризовался снижением тектонической активности, унаследованностью слабых новейших движений, среди которых проявились как вертикальные, так и горизонтальные. Максимум активности имел место в конце олигоцена и в миоцене, а в плиоцен-плейстоценовую фазу подвижки почти прекратились. Шельфовая часть плиты после олигоцен-миоценового этапа воздымания испытала устойчивые и довольно высокоамплитудные погружения (до 100-250 м, иногда выше) в плиоцене и плейстоцене. Эти особенности неотектонического режима обусловлены вовлеченностью внутриматерикового бассейна в новейшие процессы активизации, тафрогенеза и общего погружения всей арктической материковой окраины при чередовании геодинамических обстановок сжатия и растяжения в пределах региона.

Фундамент, геофизические поля, глубинное строение. В строении складчатого фундамента региона принимают участие отложения до среднего палеозоя включительно, хотя возможно, что в состав его входят и отложения верхнего палеозоя. Кровля фундамента (подошва осадочного чехла) характеризуется отражающим сейсмическим горизонтом А, ниже которого регулярные отражения не прослеживаются. Глубина залегания фундамента во впадинах и прогибах Южно-Карского бассейна достигает 12 км, на поднятиях она не превышает 4-6 км. В пределах внешней зоны она изменяется от нулевой (выходы фундамента на дневную поверхность) до 4-5 км.

Аномальное магнитное поле юга Карского моря (до Северо-Сибирского порога), за исключением Приновоземельской области, выглядит прямым продолжением аномального поля Западно-Сибирской плиты. На севере Западной Сибири, по расчетным данным, 75 % источников магнитных аномалий заключено в фундаменте, 15 % – в промежуточном структурном этаже (верхний палеозой – триас) и 10 % – в триасовых отложениях в основании чехла (Кунин, Иогансон, 1984). Намагниченность магнито возмущающих гел составляет по тем же данным 1–5 А/м, что соответствует обычной намагниченности магматических пород основного и ультраосновного состава.

В аномальном магнитном поле в субмеридиональной зоне вдоль р. Пур, носящей название Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта (Сурков, Жеро, 1981), раздвигавшейся в районе Тазовской губы на северо-восточную ветвь, уходящую в Енисей-Хатангский прогиб, и северо-западную, протянувшуюся в Карское море, путем фильтрации выделена составляющая с периодом 30–70 км, отличающаяся линейностью и периодичностью, характерными для спрединговых магнитных аномалий современных океанов (Аплонев, 1992). Сопоставление с известной шкалой инверсий магнитного поля позволило С. В. Аплоневу предположить, что в фундаменте этой зоны сохранились образования так называемого Обского палеоокеана раннепермского – позднетриасового возраста в развитие идеи, впервые высказанной Б. В. Гусевым (1976). Однако результаты бурения сверхглубокой скв. СГ-6, вскрывшей в осевой, наиболее молодой зоне предполагаемого палеоокеана на глубине 7,3 км под толщами триаса верхнепермские трапповые образования, показывают, что эта модель нуждается в пересмотре.

Вместе с тем есть полное основание предполагать, что источниками магнитных аномалий в пределах Южно-Карского бассейна являются в первую очередь магматические образования пермо-триасового рифтогенного комплекса базитов. Главное направление региональных аномалий – северо-западное (аномалии этого направления прослеживаются с Западно-Сибирской плиты). В то же время ярко выражено (особенно на карте локальных аномалий) и ортогональное северо-восточное направление, параллельное направлению аномалий Енисей-Хатангского прогиба. В целом магнитные аномалии Южно-Карской области составляют единую картину с аномалиями п-овов Ямал и Гыданский.

Для анализа источников гравитационных аномалий в Южно-Карской впадине полезно привлечь петрофизические данные по северу Зап. Сибири: данные моделирования по профилю, пересекающему северную часть Западно-Сибирской плиты в восток-северо-восточном направлении от Мансийской синеклизы на западе через северный свод до Байхской синеклизы на востоке (Пискарев, Чернышев, 1997). Плотностные характеристики верхней части разреза соответствуют данным о плотности осадочных толщ региона (Физические свойства..., 1967). Верхняя часть разреза хорошо изучена сейсмическими исследованиями и бурением и включает толщу осадков до 5 км мощности возраста, от юрского до четвертичного, со средней плотностью 2,31 г/см³. Ниже по разрезу выделена толща предположительно верхнепалеозойского – триасового возраста со средней плотностью 2,61 г/см³. В зоне Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта предполагается увеличение плотности этой толщи до 2,73 г/см³ за счет замещения осадочных пород трапповыми толщами. Далее вниз по разрезу выделены фрагменты промежуточного структурного этажа, породам которого приписывается кембрийско-рифейский возраст и плотность которых по результатам решения обратной задачи принята 2,69 г/см³. Ниже залегают толщи собственно кристаллического фундамента, сложенного глыбами с крутопадающими

границами. Плотность этих толщ изменяется от 2,64 до 2,84 г/см³, что соответствует вариациям состава пород от кислого до основного. Положение глубинных плотностных границ поверхности базальтового слоя К (плотность 2,9 г/см³) и Мохоровичича М (плотность 3,3 г/см³) соответствует данным ГСЗ. Средняя глубина границы М на территории севера Зап. Сибири – 40 км, а К – 20 км (Кунин, Самойлюк, 1982, Мегакомплексы..., 1986).

Описываемая модель наглядно демонстрирует, что латеральные изменения плотности фундамента играют главную роль в образовании гравитационных аномалий промежуточного класса (с периодами $100 < T < 250$ км) и вносят существенный вклад как в образование длиннопериодных аномалий, так и в аномалии, относимые к категории локальных. Гравитационные аномалии не коррелируют ни с рельефом поверхности фундамента, ни с поверхностью Мохо, хотя и отмечается, что выступам фундамента чаще соответствуют минимумы Δg , чем максимумы (Кунин, Иогансон, 1984). Моделирование выявило, что другой отличительной особенностью разреза севера Западно-Сибирской плиты является существование под заполненными осадками прогибами «корней» в виде зон фундамента повышенной плотности.

В разрезе земной коры Карского шельфа к югу от Северо-Сибирского порога, по-видимому, развиты те же комплексы, что и на севере Зап. Сибири. Поэтому плотностная модель севера Зап. Сибири может служить и для анализа природы гравитационных аномалий юга Карского моря. Наиболее заметные аномалии связаны с плотностной неоднородностью фундамента, что резко отличает эту модель от разреза Восточно-Баренцевоморской впадины.

Карты гравитационных аномалий с периодами $T < 100$ и $100 < T < 250$ км показывают, что аномалии, связанные, как мы установили, преимущественно с плотностной неоднородностью фундамента, имеют северо-западную и северо-восточную ориентировку, т. е. ту же, что и магнитные аномалии этой области. В то же время корреляции или совпадения осей гравитационных и магнитных аномалий не наблюдается, так как магнитные аномалии района связаны только с узким классом магматических пород. Длиннопериодные гравитационные аномалии юга Карского моря также прямо не коррелируют ни с мощностью осадочного чехла, ни с мощностью земной коры и при построении модельных разрезов требуют в каждом случае отдельного анализа.

Пояс магнитных и гравитационных аномалий Северо-Сибирского порога наиболее отчетливо выделяется на картах фильтрованных аномалий с периодами $T < 250$ км. К сожалению, картина магнитных аномалий не полна из-за «белого пятна» к востоку от о. Северный о-вов Новой Земли. По сейсмическим данным, на профиле Новая Земля – Северная Земля Северо-Сибирский порог представляет собой поднятие складчатого фундамента, сложенного нижнепалеозойскими карбонатными толщами. Поднятие состоит из двух валов, разделенных прогибом, заполненным мезозойскими осадками мощностью до 2 км. Интенсивная положительная аномалия ΔT расположена над осью прогиба и совпадает в плане с отрицательной аномалией Δg . Магнитная аномалия не доходит до востока п-ова Таймыр, обрываясь в меридиональной градиентной зоне вблизи побережья Таймыра на 88° в. д. На западе она также обрывается вместе с сопутствующей ей группой гравитационных аномалий вблизи северной оконечности Новой Земли, в зоне субмеридиональных аномалий, протянувшихся на север вдоль желоба Св. Анны. Наиболее вероятным представляется, что магнитная аномалия Северо-Сибирского порога вызвана мезозойскими траппами, базальтами и долеритами, как расположенными в осадочном чехле, так и внедренными в фундамент. Коротко- и средневолновые интенсивные аномалии Δg

Северо-Сибирского порога повторяют рельеф фундамента поднятия, а соответствующий порогу региональный минимум Δg связан с общим увеличением мощности земной коры.

Глубинное строение Южно-Карского шельфа характеризуют плотностные модели, построенные по комплексу геолого-геофизических данных и приведенные выше в разд. «Плотностная расслоенность земной коры».

Строение осадочного чехла. В разрезе осадочного чехла участвуют отложения перми (?), триаса, юры, мела и кайнозоя (рис. 75–77).



Рис. 75. Сопоставление отражающих сейсмических горизонтов и хроностратиграфических схем Баренцево-Карского региона (Baturin et al., 1991).

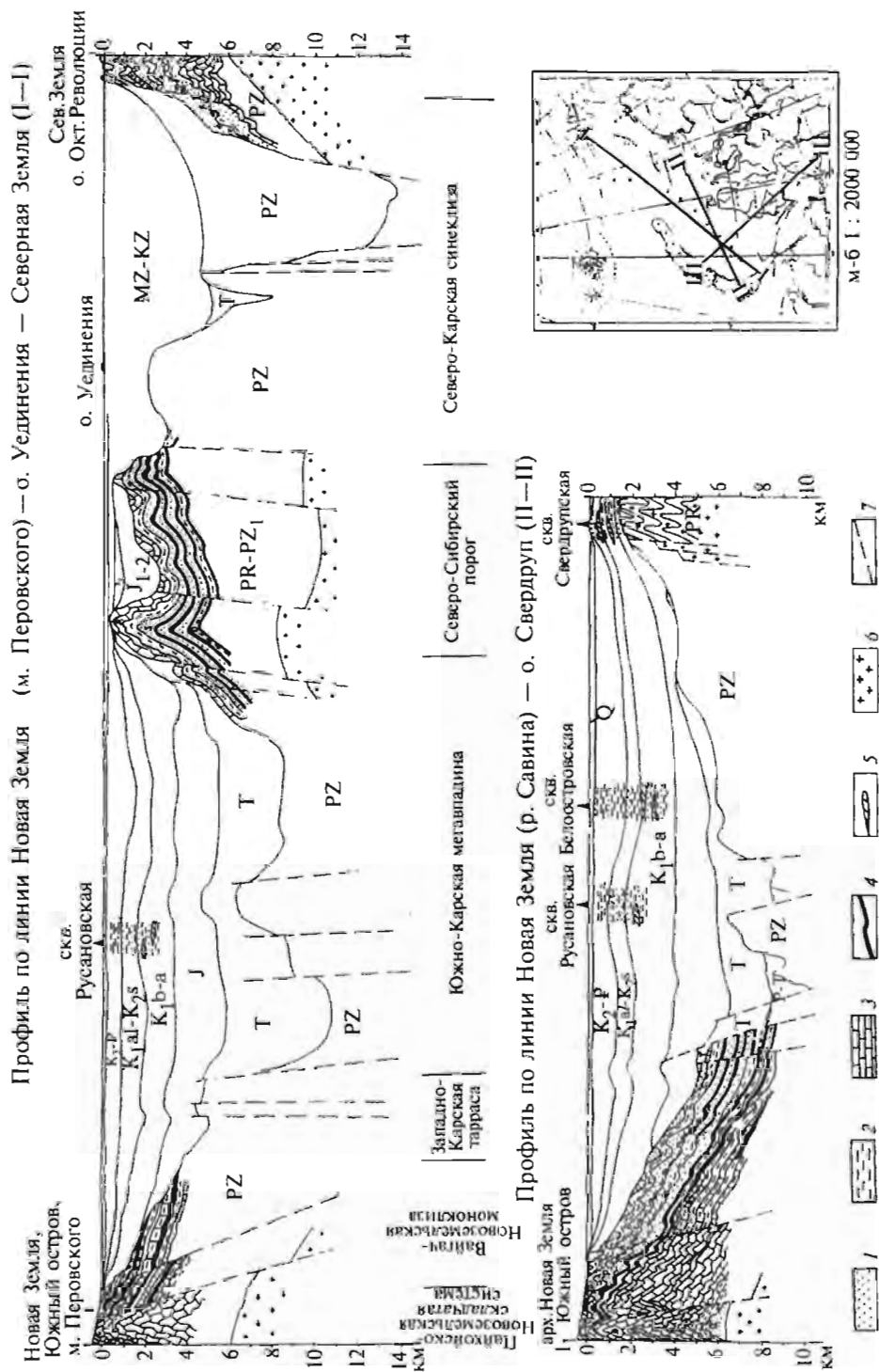


Рис. 76. Геолого-геофизические разрезы по профилям I—I, II—II (положение профилей на врезке). Сост. Л. Г. Пovyшева (1994).

Усл. обозн. см. рис. 77.

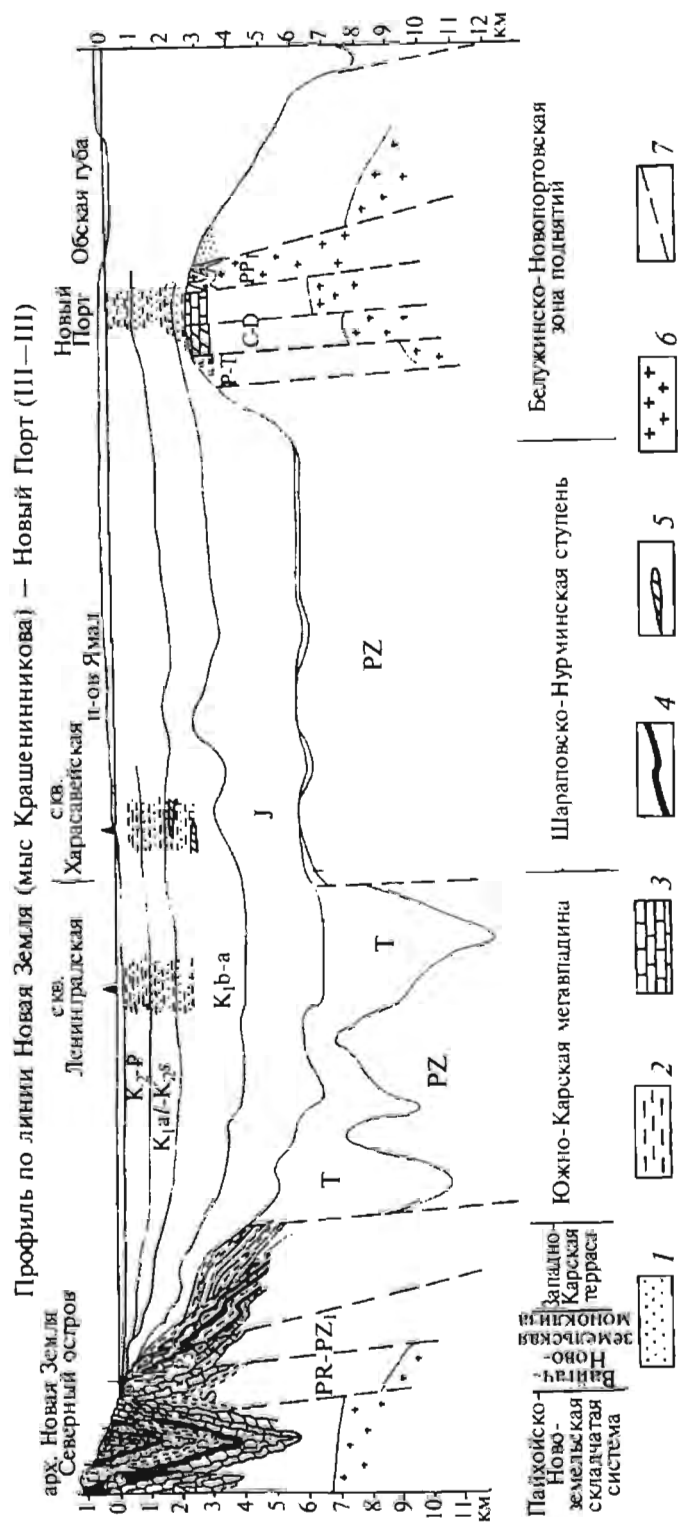


Рис. 77. Геолого-геофизический разрез по профилю III—III (положение профилей на рис. 76). Сост. Л. Г. Повышева (1994).

1 — песчанки, алевролиты; 2 — аргиллиты; 3 — известняки, доломиты; 4 — углеродистые породы; 5 — углистые породы; 6 — архей-протерозойский метаморфический комплекс; 7 — глубинные разломы.

Пермо-триасовые отложения охарактеризованы сейсмическими горизонтами А, (в подошве) и группами I и II. Бурением они не вскрыты. Изучены они в Енисей-Хатангском прогибе.

В составе этой толщи выделены две части: нижняя эффузивно-туфогенная с терригенными породами, вероятно, относящаяся к перми(?) – нижнему триасу. Она присутствует только в центральных частях впадин Южно-Карской синеклизы, где ее мощность достигает 4 км. Верхняя часть, судя по скважинам Енисей-Хатангского прогиба, представлена ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. По возрасту эта толща предположительно охватывает оленекский ярус нижнего триаса – верхний триас. Триасовая толща сплошным чехлом покрывает Южно-Карскую синеклизу. К бортовым частям она постепенно выклинивается. Мощность ее по сейсмическим данным 0,5–2 км.

Юрские отложения распространены повсеместно, за исключением самых окраинных частей моноклиналей Вайгач-Новоземельской и Притаймырской и частично Северо-Сибирского порога. Они охарактеризованы сейсмическими горизонтами группы Т. Подошва проведена по горизонту 1а, у кровли расположен один из наиболее надежных горизонтов Б. Юрские отложения вскрыты только Свердрупской параметрической скважиной на Притаймырской моноклинали, где разрез слагают преимущественно алевроито-песчаные отложения верхней юры мощностью 166 м.

Наиболее полно юрские отложения изучены в западной части Енисей-Хатангского прогиба, где они вскрыты многочисленными скважинами и представлены всеми тремя отделами.

Нижняя – средняя юра четко разделяется на свиты, каждая из которых сложена преобладающими алевроито-песчаными или алевроито-глинистыми породами. Судя по прослеживанию сейсмических горизонтов, в пределах Южно-Карского бассейна развит тот же комплекс отложений нижней – средней юры.

Нижне-среднеюрские отложения вскрыты на ряде площадей Ямала и Гыдана. Характер их разреза близок к изученному в Енисей-Хатангском прогибе.

Мощность нижне-среднеюрских отложений Южно-Карского бассейна на юге 1,8–2,8 км, на севере – 0,7–2 км. На Западно-Карской террасе она не превышает 1 км и постепенно (за счет нижних горизонтов разреза) образования нижней – средней юры выклиниваются к Новой Земле и Северосибирскому порогу.

В разрезе верхней юры преобладают морские глинисто-алевритовые породы, а песчаные встречаются эпизодически. Характерно развитие на большей части акватории горизонта битуминозных кремнисто-известковистых глин (баженитов) с содержанием S_{org} до 20 %. Мощность верхнеюрских отложений не превышает 1 км.

Меловые отложения представлены нижним и верхним отделами и распространены повсеместно. Нижняя граница мела установлена по сейсмическому горизонту Б. По разрезу мела выделены три опорных сейсмических горизонта: М в основании нижнего альба, Г – в основании нижнего турона и С – в подошве сантона.

Отложения мела пройдены скважинами на Ленинградской и Русановской морских площадях и на о-вах Белый и Свердруп. Подошва мела вскрыта только на о. Свердруп. Остальные скважины остановлены в неокоме. Полный разрез мела пройден в ряде скважин на п-ове Ямал. Разрезы мела в южной части Карского моря и на п-ове Ямал практически одинаковы.

Нижний мел начинается морской глинистой толщей, которая продолжает разрез верхней юры. Возраст ее охватывает берриасский – валанжинский ярусы (ахская свита). В разрезе, в верхней части, наблюдаются прослои алевроито-песчаных пород,

количество которых увеличивается в восточной части шельфа. Вскрытая мощность ахской свиты 211 м.

Разрез баррема – апта на подавляющей части шельфа и на побережье представлен чередующимися пачками алеврито-песчаных и алеврито-глинистых пород (танопчинская свита). Разрез свиты четко разделяется на три части. Нижняя толща – алеврито-песчаная, средняя – алеврито-глинистая и верхняя – песчано-алеврито-глинистая. Характерна повышенная угленосность в средней и верхней толщах. Мощность алеврито-глинистых и алеврито-песчаных пачек изменяется от нескольких до первых десятков метров. Рассматриваемые отложения являются континентальными и лагунно-континентальными. В разрезе скважины на о. Свердруп увеличивается количество алеврито-песчаных пород. Мощность танопчинской свиты на шельфе и на севере Ямала около 1 км, в восточной части шельфа (к о. Свердруп) уменьшается до 0,5 км.

К низам альба приурочена характерная морская глинистая толща с редкими прослоями алеврито-песчаных пород (яронгская свита). В восточной части она замещается лагунно-континентальными алеврито-песчаными и алеврито-глинистыми породами с углями (низы яковлевской свиты). Мощность ее около 100 м.

Разрез верхнего альба – сеномана (марресалинская свита) представлен чередованием алеврито-песчаных и алеврито-глинистых пород при явном преобладании первых в нижних и верхних частях. Мощность до 0,8 км.

Преобладающие лагунно-континентальные отложения верхов нижнего и низов верхнего мела резко сменяются морскими осадками верхнего мела. В основании залегает кузнецовская свита нижнего турона, сложенная глинистыми и алеврито-глинистыми породами с тонкими прослоями песчаников. Мощность ее до 90 м.

В разрезе верхнего турона – маастрихта также преобладают глинистые и алеврито-глинистые породы. Мощность от 0,5 до 1 км.

Палеогеновые отложения представлены в нижней части морскими глинами алевритовыми и алевритами песчаными; в верхней части разрез палеогена сложен теми же породами с прослоями диатомовых глин, диатомитами и опоками. Мощность палеогена 170–260 м.

Неоген-четвертичные отложения, венчающие разрез осадочного чехла, представлены преимущественно морскими суглинками, супесями и редкими галечниками мощностью до 250 м.

Эволюция осадконакопления. В целом намечаются два главных этапа в становлении Южно-Карского бассейна: пермско(?)–триасовый рифтогенный, юрско-четвертичный – соответственно бассейновый (койлогенный). Иными словами, начиная с перми(?) – триаса, весь Баренцево-Карский регион развивался в общем по единому сценарию, отступление от которого произошло лишь в позднем мелу – кайнозое, когда в Баренцево-Северокарском бассейне на значительных площадях установлены проявления аплифта, а в Южно-Карском бассейне продолжалось достаточно интенсивное погружение, компенсируемое накоплением осадочных толщ.

Для суждения о составе рифтогенного комплекса отложений мощностью более 2 км в Южно-Карском бассейне могут быть привлечены лишь разрозненные косвенные данные. Известно, в частности, что на севере Зап. Сибири, но южнее п-ова Ямал, в нижнетриасовых отложениях широко распространены существенно вулканогенные породы, выделяемые в туринскую свиту (Бочкарев, 1985). В результате бурения тюменской сверхглубокой скв. СГ-6 было установлено, что индские отложения представлены здесь континентальной осадочно-вулканогенной толщей. На левом берегу приустьевой части р. Енисей индский интервал разреза сложен

пестроцветной континентальной толщей ритмичного чередования аргиллитов, алевролитов, туфов и туфопесчаников с подчиненными телами эффузивов (Запорожцева, 1958).

В оленекское время осадконакопление в Южно-Карском бассейне, по мнению Т. М. Пчелиной (1996), происходило в отдельных впадинах, заполненных озерами. В среднем триасе, исходя из палеогеографических реконструкций, имела место максимальная триасовая трансгрессия.

На рубеже среднего и позднего триаса аридный климат в регионе сменяется гумидным, начинается формирование сероцветных толщ с обильным растительным детритом, линзами и прослоями угля. Со средненорийского времени осадконакопление в Баренцево-Карском регионе повсеместно прекращается, и поздненорийские – рэтские отложения здесь отсутствуют. Наступает период пенепленизации рельефа, формирования кор выветривания, обогащенных наиболее устойчивыми к выветриванию обломками кварцево-кремнистого состава. Это событие, возможно, связано с началом раскрытия Атлантики.

Юрско-меловое время в целом характеризуется последовательным расширением площади распространения более молодых отложений. В геттанг-синемюрское время в пределах Южно-Карского седиментационного бассейна формировались морские мелководные, преимущественно песчаные образования, сменявшиеся в сторону северного и юго-западного бортов аллювиальными песками. В дальнейшем, захватывая байосское время, произошло расширение морского бассейна. По мнению некоторых исследователей (Девятков и др., 1994), самой обширной в истории юрского моря была раннеюрская трансгрессия, когда сформировалась регионально выдержанная глинистая толща – тогурская свита. Основываясь на имеющихся материалах сейсморазведки и единичных скважин, можно предполагать единство разрезов нижнеюрских – байосских отложений акваториальной части Южно-Карского бассейна, с одной стороны, и п-овов Ямал и Гыдан, с другой. По-видимому, эта аналогия сохранялась по крайней мере до конца среднеюрского времени, о чем свидетельствует сходство нижне-среднеюрских отложений п-ова Ямал и района пос. Усть-Порт.

Наиболее яркая черта позднеюрского осадконакопления, как и в Баренцево-Северокарском бассейне, в Южно-Карском бассейне – формирование «черных глин» (баженитов) с содержанием $C_{орг}$ 5–17 %. Однако здесь время их формирования охватывает волжский и начало берриасского века, мощность не превышает 100 м, к бортам впадины увеличивается количество прослоев с пониженным содержанием органического вещества.

Неокомское время характеризуется активизацией тектонического режима и ростом локальных антиклинальных поднятий, о чем свидетельствует эрозия «черных глин» на сводах Бованенковской, Нейтинской и Новопортовской структур на п-ове Ямал (Фомичев, Волкова, 1989). Непосредственно на шельфе Карского моря А. В. Виноградов и др. (1989) отметили резкое изменение интенсивности отражающего горизонта Б (подошва меловых отложений) до полного его исчезновения, что позволило им предположить размыв отложений баженитовой свиты на Русановском поднятии и Скуратовском мегавалу. Для неокомских отложений характерны клиноформы бокового наращивания, свидетельствующие о заполнении бассейна с востока и в меньшей степени с юго-запада и северо-запада (Рудкевич и др., 1988). Клиноформы сложены преимущественно глинами с неравномерно распределенными в них песчаными и алевроитовыми пластами. На юге п-ова Ямал интервал разреза с многочисленными песчаными слоями выделен в новопортовскую пачку, к которой при-

урочены залежи нефти. Не исключено сходное строение неокомских образований и на смежном шельфе Карского моря, что позволяет и на акватории рассчитывать на существование достаточно емких коллекторов и надежных глинистых покрышек в составе неокомских отложений, достигающих мощности 1500 м. У восточного побережья Новой Земли породы неокомского возраста почти целиком представлены глинами.

Вверх по разрезу морские глинистые породы сменяются угленосными прибрежно-морскими и континентальными прибрежно-морскими и континентальными образованиями (скважины Свердруп-1 и о. Белый-1). В первой из упомянутых скважин угленосны уже готеривские отложения, во второй – барремские. Параллельно в разрезе увеличивается роль песчаников и алевролитов.

Аптское время характеризовалось широким накоплением песчаных угленосных отложений прибрежно-континентального и прибрежно-морского происхождения. Море в Южно-Карском бассейне отступает на юг, однако в период ингрессий оно неоднократно вновь покрывало всю площадь бассейна, что подтверждается находками морских микрофоссилий в соответствующих интервалах разрезов скважин Русановская-1 и Ленинградская-1. Угленасыщенность разреза возрастает с юго-запада на северо-восток на фоне относительно тонкого переслаивания песчаников, алевролитов и глин, среди которых выделяются пласты-коллекторы и покрышки (Ленинградское и Русановское месторождения).

Палеогеографические реконструкции свидетельствуют о том, что в аптское время произошла пенеппенизация рельефа практически во всем Баренцево-Карском регионе, исключая Таймыр. В раннеальбское время в Южно-Карском бассейне формируется морская, существенно глинистая толща (яронгская свита), регионально распространенная и являющаяся надежной покрышкой для продуктивной аптской толщи. Средне-верхнеальбская часть разреза представлена переслаиванием песчаников, глин и преобладающих алевролитов. По-видимому, именно с альбского времени возникают различия в развитии Баренцево-Северокарского и Южно-Карского бассейнов.

Позднемерловое время характеризуется в Южно-Карском бассейне устойчивым морским осадконакоплением. Разрез сложен преимущественно алевроито-глинистой толщей мощностью около 1000 м, которая сформировалась в основном в мелководной обстановке. Относительно глубоководные условия, по-видимому, были характерны для туронского и позднесантонского времени. Региональная туронская, преимущественно глинистая толща служит надежной покрышкой для газовых залежей в подстилающих отложениях на ряде месторождений Ямала и на Ленинградском месторождении в пределах акватории.

В позднем сантоне в Южно-Карском бассейне накопилась толща опок и опоконных глин, к которой приурочен региональный сейсмический отражающий горизонт.

Довольно устойчивое осадконакопление продолжалось в бассейне и на протяжении палеоген-неогенового времени.

Тектоническое районирование. В основу районирования Южно-Карского седиментационного бассейна (рис. 46) положена структурная карта по подошве осадочного чехла (горизонт А), составленная по материалам сейсморазведочных работ треста «Севморнефтегеофизика», МАГЭ, а также буровых работ треста «Арктикморнефтегазразведка» и АНГРЭ. В подошве осадочного чехла залегают отложения от верхов перми(?) – низов нижнего триаса до верхнеюрских. Почти все относительно крупные структуры, выделяемые по подошве осадочного чехла, прослеживаются и по отражающим горизонтам в вышележащей части чехла.

В структуре Южно-Карского седиментационного бассейна отчетливо выделяют-ся внешняя и внутренняя зоны.

Внешняя зона включает в себя Вайгач-Новоземельскую и Притаймырскую моноклинали, Северо-Сибирский порог, а также Западно-Карскую и Восточно-Карскую террасы. Первые две структуры в целом характеризуются моноклинальным залеганием. В их пределах осадочный чехол от выходов на поверхность погружается до глубины 2–2,5, а в южной части Вайгач-Новоземельской моноклизы до 3,5 км. Соответственно наклон поверхности фундамента изменяется от 25–60 м/км. В кровле юрских отложений наклон уменьшается до 20–25, в неокомских – до 15, в подошве турона – до 7–10 м/км.

Моноклинали характеризуются слабым развитием пликативных осложнений. В их пределах отмечено постепенное выклинивание юрских и триасовых отложений, что, кроме сейсмических данных, хорошо подтверждается Свердрупской скважиной, в которой верхнеюрские отложения перекрывают складчатый протерозой.

Северо-Сибирский порог отделяет Западно-Сибирскую плиту от Баренцево-Северокарской. Его северная граница совпадает с зоной разломов Литке и проведена по исчезновению протяженных сейсмических отражений в палеозойских отложениях, что характерно для Западно-Сибирской плиты и соответственно служит основанием для отнесения порога к последней.

Северо-Сибирский порог при средней ширине 200 км растянулся в субширотном направлении на 460 км между Новоземельской и Таймырско-Североземельской складчатыми областями. В пределах порога глубина залегания фундамента не превышает 1–2 км. От Новой Земли на 250 км выступает Северный гемивал, в котором фундамент или выходит на дневную поверхность, или погружен на глубину менее 1 км. В юго-западной части Северо-Сибирского порога выявлено девять локальных структур, различных по площади и амплитуде. Большинство структур осложнено разломами.

Западно-Карская терраса вытянулась вдоль Вайгач-Новоземельской моноклинали и имеет ширину 50–100 км. В ее пределах общий региональный наклон уменьшается по сравнению с моноклизой и составляет 15–30 м/км по подошве осадочного чехла. Общая мощность осадочного чехла от западной границы к восточной меняется от 2–3,5 до 4–5,5 км. В разрезе осадочного чехла триасовые отложения почти повсеместно отсутствуют, сохраняясь только в наиболее погруженных участках. Происходит также частичное выклинивание юрских отложений. Это позволяет отнести Западно-Карскую террасу к Внешней зоне.

Терраса осложнена рядом гемивалов, валов и прогибов, выделяемым по всем горизонтам. Наиболее крупный из них – Обручевский гемивал – вытянут в субмеридиональном направлении на 200 км. Амплитуда его около 1000 м по фундаменту, 300–400 м по кровле юры, 200–300 м по меловым отложениям. В сводовой части гемивала с юга на север глубина залегания фундамента изменяется от 3,5 до 4,5, кровли юры – от 2,5 до 3,2, кровли неокома от 1,7 до 2,1 км.

Обручевский гемивал осложнен рядом локальных структур. Наиболее крупная из них – Обручевская брахиантиклиналь, площадь которой по разным горизонтам колеблется от 80 до 300 км², а амплитуда от 35 до 85 м.

К северу от Обручевского гемивала отделенные прогибами последовательно располагаются Мининский гемивал, валы Литке, Университетский и Нансена и Пахтусовский выступ.

Мининский гемивал вытянут на 50 км, с северо-запада на юго-восток. Амплитуда его по кровле фундамента 800–1000 м. Глубина залегания фундамента в сво-

довой части около 4 км. Наиболее характерной локальной структурой является Мининская брахиантиклиналь с двумя куполами. Ее площадь 200–300 км, амплитуда 60–100 м.

Вал Литке тянется с юго-востока на северо-запад на 75 км. Фундамент в своде залегает на глубине 2,4 км.

Университетский вал прослежен в том же направлении, что и вал Литке, на 110 км. В меловых отложениях размер структуры заметно уменьшается. Глубина залегания фундамента в своде 2,5 км. В своде вала выделяется Университетская брахиантиклиналь, площадь которой по разным горизонтам меняется от 250 до 1000 км². Амплитуда ее 70–360 м.

Вал Нансена вытянут в том же направлении на 110 км при ширине до 50 км (остальные валы имеют ширину не более 30 км). Он осложнен более мелкими впадинами и поднятиями. В поднятых участках глубина залегания фундамента 2,8–3,4, во впадинах – 3,5–4 км. В пределах вала закартирована брахиантиклиналь Нансена, площадь которой меняется от 200 до 330 км², а амплитуда – от 100 до 380 м.

Пахтусовский выступ отходит от Вайгач-Новоземельской моноклинали. Размер его 80×30 км, фундамент залегает на глубине до 2 км.

Отмеченные валы и гемивалы разделяются прогибами, в которых фундамент погружен на глубину на севере 3,2–4, на юге до 5,2 км.

Характерной особенностью Западно-Карской террасы является широкое развитие дизъюнктивных нарушений, проникающих в нижнюю часть чехла. Западно-Карская терраса прослеживается через зону Шараповских поднятий до Ново-Портовского вала (Рудкевич и др., 1988).

Симметрично Западно-Карской террасе и западнее Притаймырской моноклинали в значительной степени условно выделена Восточно-Карская терраса. Сейсморазведкой она изучена только в северной части, где глубина залегания фундамента от 3 до 4,5 км. Намечены зоны поднятий и впадин. Очень широко развиты дизъюнктивные нарушения. В изученной части террасы пока выявлена только одна Восточно-Бырангская брахиантиклиналь. Эта часть Восточно-Карской террасы напоминает окраину Южно-Таймырской моноклинали (зона Тарейских дислокаций).

Внутренняя зона Южно-Карского седиментационного бассейна занята Южно-Карской впадиной. Мощность чехла рассматриваемой впадины достигает 12 км. При этом в южной половине глубина залегания фундамента колеблется от 6 до 12, а в северной – от 4 до 7 км. Уменьшение мощности идет в основном за счет триаса и частично юры. Для южной части впадины характерны изометричные структуры, для северной – более вытянутые.

Центральной структурой южной половины впадины является Ленинградский свод, который выделяется по всем сейсмическим горизонтам. Он имеет амсбообразную форму с максимальной длиной 230, шириной 130–140 км. По подошве чехла свод оконтурен изогипсой 7500, в отдельных впадинах глубина достигает 8000–8500 м. Минимальные отметки наиболее поднятых участков 6400–6500 м.

По подошве юры свод оконтурен изогипсой около 6000 м. Минимальные отметки составляют 5500, по подошве мела соответственно 3500–3800 и 3100–3600, по кровле сеномана – 1250–1300 и 1100–1250 м.

Ленинградский свод охватывает три куполовидных поднятия: Ленинградское, Русановское и Малыгинское. Ленинградское поднятие расположено в юго-западной части свода. Площадь его изменяется по разным горизонтам от 2,4 до 4 тыс. км². Русановское поднятие осложняет северную часть свода. Его площадь от 1,6 до

3,3 тыс. км². Малыгинское поднятие находится в юго-восточной части свода. Площадь его 3,3 - 5,2 тыс. км².

Куполовидные поднятия разделяются седловинами и впадинами. В пределах свода выявлены 22 локальные брахиантиклинали и купола, из которых 12 осложняют куполовидные поднятия, а остальные – седловины и впадины.

Ленинградский свод окружен крупными мегапрогибами: Пахучанским, Ноябрьским и Белоостровским. Южнее свода располагается Пахучанский мегапрогиб. Его площадь на акватории 16,1 тыс. км².

Максимальная глубина залегания фундамента 11,5 км. Крутизна склонов достигает 200 м/км. В пределах Пахучанского мегапрогиба прослеживается продолжение Нурминского вала, который четко выделяется только по меловым отложениям, где его амплитуда достигает 100 м.

Более расчленен Ноябрьский мегапрогиб, обрамляющий Ленинградский свод с запада и севера. Площадь его 23 тыс. км². Глубина залегания фундамента 12 км. Выступами и седловинами он разделен на прогибы, в которых наблюдаются поднятия, особенно четкие по подошве триаса, с амплитудой до 5 км.

Структура Белоостровского мегапрогиба изучена значительно слабее. Его границы пока условны. Площадь его в намеченных границах 20,4 тыс. км². Глубина залегания фундамента по имеющимся данным не превышает 8 км.

Северная половина Южно-Карского бассейна осложнена Скуратовской зоной поднятий, мегапрогибами Благополучия и Свердрупским.

Скуратовская зона поднятий включает Неупокоевско-Кропоткинский и Рагозинский валы, а также ряд более мелких поднятий. Разделение Скуратовской зоны поднятий в виде структуры пока в значительной степени условно.

Неупокоевско-Кропоткинский вал вытянут в субширотном направлении вдоль южной границы зоны поднятий. Его юго-восточное замыкание пока неясно. Глубина залегания фундамента в своде поднятий, осложняющих вал, меняется с запада на восток от 6 до 5 км.

Рагозинский вал надежно выделен по всем горизонтам. Вытянут с юго-запада на северо-восток. Оконтурирован изогипсой 5 км по подошве чехла, 4,6 км – по подошве юры и 3,2–3,4 км – по подошве мела. Соответственно отметки в своде 4, 4,2 и 2,8 км.

Между Рагозинским и Неупокоевско-Кропоткинский валами выделен ряд поднятий с глубиной залегания фундамента около 5 км.

Мегапрогиб Благополучия двумя выступами разделен на три впадины, из которых в северной глубина залегания фундамента достигает 7,5, в центральной – 10, а в южной – 8,5 км. На разделяющих их выступах фундамент поднят до 5–6,5 км. Наклон бортов во впадинах находится в пределах 120–450 м/км. Такой крутой наклон, вероятно, обязан наличию грабенов в основании впадин.

Свердрупский мегапрогиб расположен в северо-восточной части Южно-Карского бассейна и отличается изометричной формой и более простым строением. Глубина залегания фундамента в нем не превышает 7,5 км. Средний наклон 100 м/км. От Белоостровского мегапрогиба он отделен выступом Шокальского, в котором фундамент поднят до 4–5 км.

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЮЖНО-КАРСКОГО БАСЕЙНА

Южно-Карский бассейн характеризуется накоплением горючих полезных ископаемых: нефти, газа, каменных и бурых углей. Многочисленные проявления угленосности не изучались из-за бесперспективности в обозримом будущем добычи этого полезного ископаемого в морских условиях.

Нефтегазоносные комплексы. Данные сейсмических исследований и бурения на акватории, а также сопоставления с разрезами Ямала и Гыдана позволяют выделить в разрезе шельфа четыре нефтегазоносных комплекса: триасовый, юрско-валанжинский, готерив-нижнеальбский и альб-сантонский.

Триасовый комплекс выделен только по сейсмическим данным. Распространен в Южно-Карской синеклизе на глубине 3,5–7,5 км (кровля). Мощность его изменяется в пределах от 0,1 до 6,5 км. Предположительно разрез сложен ритмично переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками. В нижней его части вероятны туфогенные породы. По-видимому, характеризуется невысокими коллекторскими свойствами.

Юрско-валанжинский комплекс включает региональный коллектор нижней – средней юры и покрывку позднеюрского – валанжинского возраста. Глубина залегания кровли коллектора от первых сотен метров в пределах моноклиза до 4,5 км в прогибах. На глубине порядка 3,5–4,0 км коллектор можно вскрыть на поднятиях практически на всей акватории. Подошва комплекса залегает на глубине до 7,5 км. Мощность толщ коллектора от менее 1 км на моноклизах и в Западно- и Восточно-Царской террасах – до 2,8 км в пределах Южно-Карской синеклизы.

По сейсмическим данным, а также в сопоставлении со скважинами Ямало-Гыданской синеклизы и Енисей-Хатангского прогиба разрез представлен чередованием пачек алевроито-глинистых и алевроито-песчаных пород, слагающих толщ с преобладанием тех или других. Эти толщ регионально прослеживаются, что в дальнейшем позволит разделить ниже-среднеюрский разрез на несколько нефтегазоносных комплексов.

Покрывка юрско-валанжинского комплекса отличается выдержанностью. Мощность ее изменяется от 0,3 до 0,6 км. В составе ее глинистые и алевроито-глинистые породы, в том числе обогащенные органическим веществом. В пределах моноклиза разрез покрывки опесчанивается.

Нефтегазоносность ниже-среднеюрского коллектора доказана наличием нефтегазоконденсатных малолебитных залежей Новопортовского, Бованенковского, Геофизического, Зимнего и Соленинского месторождений. Известны также залежи нефти и газа с конденсатом в песчаных горизонтах верхней юры и берриаса – валанжина на Новопортовском, Геофизическом и Нижнехетском месторождениях.

Кровля ниже-среднеюрского резервуара залегает на глубинах до 4600 м, что влечет за собой существенное ухудшение емкостно-фильтрационных свойств в наиболее погруженной части седиментационного бассейна. Здесь при градации катагенеза МКЗ поровые коллекторы сменяются порово-трещинными и трещинными. При испытании резервуара на прибрежных территориях были получены газ, газоконденсат и небольшой приток нефти.

Основными источниками углеводородов для юрско-валанжинского комплекса, очевидно, являются угленосные отложения юры, глинистые отложения зональных покрывок и «высокоуглеродистые» палеозойские отложения. Последние, возможно, сохранили до настоящего времени часть нефтяных залежей. В пользу такого вывода свидетельствуют притоки нефти и газа из палеозойских песчаников на Новопор-

товской площади и нефтепроявления в палеозойских известняках на крайнем севере Новой Земли, на о. Пионер и в западной части Енисей-Хатангского прогиба.

Дальнейшие работы в Южно-Карской синеклизе должны ответить на актуальнейший вопрос о реальных источниках жидких углеводородов в разрезе.

Готерив-нижнеальбский комплекс включает готерив-аптский коллектор и нижнеальбскую региональную покрывку. Этот комплекс вскрыт в скважинах на акватории и о. Белый и полностью прослеживается на п-овах Ямал и Гыдан. Глубина залегания кровли комплекса находится в пределах менее 0,5–2,4 км. Его подошва достигает глубины 4 км. Региональный коллектор представлен чередованием пачек алевроито-песчаных и алевроито-глинистых пород. Мощность пачек не превышает первых десятков метров. Удаётся выделить до 20 алевроито-песчаных пластов. Мощность коллектора около 1 км.

Региональная покрывка с выдержанной мощностью около 0,1 км сложена алевроито-глинистыми породами с редкими прослоями алевроито-песчаных. На Притаймырской моноклинали и, может быть, в пределах Восточно-Карской террасы морские глинистые отложения покрывки опесчаниваются.

На Русановской и Ленинградской площадях к верхней половине готерив-аптских отложений приурочены газоконденсатные залежи.

В параметрической скв. № 1 на о. Белый притоки нефти приурочены к низам песчаной пачки готерив-аптского коллектора.

На Ямале и Гыдане газовые, газоконденсатные и реже газонефтяные залежи распространены практически по всему разрезу готерив-аптского резервуара, причем газовые залежи установлены только в верхах, а нефтегазовые в низах разреза.

Верхнеальбский – сантонский комплекс включает в себя верхнеальбский – сеноманский коллектор мощностью 0,4–0,8 км, сложенный алевроито-песчаными породами в верхней части и чередующимися алевроито-глинистыми и алевроито-песчаными пачками в остальной части разреза. Глубина залегания кровли коллектора не превышает 1,5 км. У кровли пористость пород достигает 40 %, проницаемость – до 1 мкм².

Турон-сантонская покрывка мощностью до 1,3 км сложена алевроито-глинистыми и кремнистыми породами, маломощные песчаники отмечены в верхней части разреза. Мощность покрывки возрастает от бортов к центру впадины до 400 м. В восточном направлении установлено (Бро, 1971) сильное опесчанивание покрывки с потерей экранирующих свойств. В Енисей-Хатангском прогибе на одной из площадей верхнетуронско-сантонские отложения являются продуктивными.

Газовая залежь вскрыта в рассматриваемом комплексе в маррессалинской свите на Ленинградском месторождении. На Русановском они не обнаружены. Разницы в строении и составе меловых отношений на обоих месторождениях не отмечается. Не исключено, что отсутствие залежей на Русановском месторождении связано с его недостаточной разведанностью.

Как источники углеводородов для мелового комплекса рассматриваются наиболее богатые рассеянным органическим веществом смешанного типа верхнеюрские – валанжинские (с преобладающей сапропелевой составляющей) и готерив-аптские отложения (в последних преобладает гумусовая составляющая). Обе толщи находятся в главной зоне нефтеобразования, а нижняя могла генерировать нефть.

По-видимому, справедливо мнение Е. Г. Бро (1995), который рассматривал распространение регионального, зонального и локальных флюидопоров в качестве определяющего фактора размещения месторождений углеводородов. В частности, опесчанивание региональной покрывки в восточной части Южно-Карской синеклизы не позволяет рассчитывать здесь на залежи углеводородов в верхнем подкомплексе.

Этот вывод подкреплен отрицательными результатами поисковых работ на смежной территории Енисей-Хатангского прогиба. Особенности распространения флюидоупоров диктуют соответственно выбор направлений поисковых работ на готервинжнеальбский и верхнеальбский – сантонский нефтегазоносные комплексы. В верхнем комплексе бурение будет успешным в западных и северных районах акватории. Нижний комплекс может быть объектом изучения, по-видимому, на всей акватории. Увеличение количества и улучшение качества покрышек в западном направлении соответственно определяют более высокие перспективы западных районов акватории. Здесь, по-видимому, будут встречены и жидкие, и газообразные углеводороды при явном преобладании последних.

Нефтегазогеологическое районирование. Как уже отмечалось выше, южная часть Карского моря относится к Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. В пределах акваториальной части провинции выделены четыре нефтегазоносные (НГО) и перспективные нефтегазоносные (ПНГО) области: Западно-Карская, Северо-Ямальская, Северо-Сибирского порога и Восточно-Карская (рис. 52). Почти все области, кроме Северо-Сибирского порога, разделены на районы нефтегазоносные (НГР) и перспективные нефтегазоносные (ПНГР). В одном из НГР были выделены зоны нефтегазонакопления.

Западно-Карская ПНГО занимает Вайгач-Новоземельскую моноклираль и Западно-Карскую террасу. Отличительными особенностями этой ПНГО являются сокращенная мощность осадочного чехла за счет выклинивания триасовых, а затем и юрских отложений и широкое развитие дизъюнктивных нарушений. Эта область непосредственно продолжает Южно-Ямальский и Щучинский НГР, которые по принятому районированию территории входят в состав Ямальской области. Однако М. Я. Рудкевич (1988) уже выделяет их в качестве самостоятельной Южно-Ямальской области с продолжением на акваторию. В Западно-Карской ПНГО выделены два ПНГР: Приновоземельский и Обручевский. Кроме различного объема осадочного чехла они отличаются широким развитием пликтивных структур в Обручевском ПНГР и практически отсутствием их в Приновоземельском. По геологическому строению Приновоземельский ПНГР мы рассматриваем в качестве аналога Щучинского НГР, а Обручевский ПНГР – Южно-Ямальского НГР.

Основные перспективы Обручевского ПНГР связываются с юрскими и меловыми отложениями. Залежи нефти и газа можно ожидать в локальных структурах, осложняющих гемивалы и валы и в меньшей степени прогибы. Можно полагать, судя по Новопортовскому месторождению, а также учитывая сравнительно небольшую мощность осадочного чехла, что в этом районе развиты нефтяные и нефтегазовые залежи.

Приновоземельский ПНГР малоперспективный; в нем слабо развиты локальные структуры и мала мощность осадочного чехла. Можно рассчитывать в первую очередь на литологические залежи в зонах выклинивания юрских отложений.

Северо-Ямальская НГО охватывает Южно-Карскую синеклизу и является акваториальным продолжением Нурминского, Тамбейского и Малыгинского НГР Ямальской НГО. Между акваториальными и сухопутными районами нет существенных различий ни по мощности и составу осадочного чехла, ни по тектоническим особенностям, ни по нефтегазоносности. В этой области, по-видимому, резко преобладают газообразные углеводороды над жидкими.

В пределах Северо-Ямальской НГО выделены два района: Ленинградский и Рагозинский. Они различаются мощностями осадочного чехла. В пределы Ленинградского района входят Ленинградский свод, Пахучанский, Ноябрьский и Бедоостровский мегапрогибы.

В Ленинградском районе достаточно надежно выделяются зоны нефтегазоаккумуляции, приуроченные к Ленинградскому, Русановскому и Малыгинскому куполовидным поднятиям (КП) и акваториальному продолжению Нурминского вала (только в меловых отложениях). Кроме этих зон, залежи могут быть также в локальных структурах в прогибах. В настоящее время залежи газовые, газоконденсатные и нефтяные открыты только в меловых комплексах. Юрский, а тем более триасовый комплексы пока не изучены, но безусловно перспективны.

Рагозинский район охватывает Скуратовскую зону поднятий и мегапрогибы Благополучия и Свердрупский. Из-за значительно более слабой изученности зоны нефтегазоаккумуляции в этом НГР пока не выделены. Залежи углеводородов могут быть найдены во всех комплексах. Меньшая мощность осадочного чехла и окраинное положение района в пределах Западно-Сибирской плиты позволяют надеяться на повышение роли жидких углеводородов.

Восточно-Карская ПНГО продолжает на акватории Северо-Гыданский и Гыданский районы наземной Гыданской области. В составе Восточно-Карской ПНГО выделены два ВНГР: Восточно-Карский и Притаймырский. Несколько локальных структур и дизъюнктивы известны на северной окраине Восточно-Карского ВНГР; остальная часть области сейсмическими работами не охвачена.

ПНГО Северо-Сибирского порога характеризуется небольшими мощностями осадочного чехла, не превышающими 2,5 км. Перспективы ее очень ограничены. Весьма условно она параллелизуется со Щучинским районом.

Весьма вероятно, что при дальнейших исследованиях Обручевский, Ленинградский, Рагозинский и Восточно-Карский районы перейдут в ранг нефтегазоносных областей, в то же время, вероятно, целесообразно районы Приновоземельский и Притаймырский и область Северо-Сибирского порога отдельно не рассматривать, а выделить в качестве малоперспективной области окраин Западно-Сибирской провинции.

Месторождения. В пределах Южно-Карского седиментационного бассейна выявлены Ленинградское и Русановское газоконденсатные месторождения и получены притоки нефти и газа на о. Белый. Все залежи углеводородов приурочены к меловым отложениям южной половины Южно-Карской синеклизы.

Ленинградское месторождение охарактеризовано двумя скважинами, которые вскрыли верхнюю часть танопчинской свиты. Месторождение приурочено к Ленинградской и Северо-Ленинградской брахиантиклиналям, расположенным в 125 км от пос. Харасавэй и в 1300 км от Мурманска. Глубина моря в пределах месторождения изменяется от 80 до 165 м. В инт. 1000–1980 м установлено наличие пяти залежей, четыре из которых – газовые в марресалинской свите, одна – газоконденсатная в танопчинской. Открытая пористость по керну в марресалинской свите 25–27 %. Дебиты газа установлены в пределах 250–400 т·м³/сут.

Газ сухой, метановый (СН₄ – 94,9–99,3%), низкоазотный, бессернистый, низкогелиеносный.

Залежь танопчинской свиты малодобитная. Газ метановый (91–94 %), содержит 3,6 % этана. Конденсат имеет плотность 0,7699 г/см³, температура начала кипения – 60°.

Все залежи пластовые, сводовые, эффективная мощность продуктивных пластов от 8,7 до 35,4 м.

Русановское месторождение (рис. 78) приурочено к одноименной структуре, расположенной в 235 км от пос. Харасавэй и 1300 км от Мурманска. На месторождении пробурены две скважины глубиной 2550 и 2373 м, вскрывшие отложения верхов танопчинской свиты. В инт. 1928–2398 (танопчинская свита) установлено

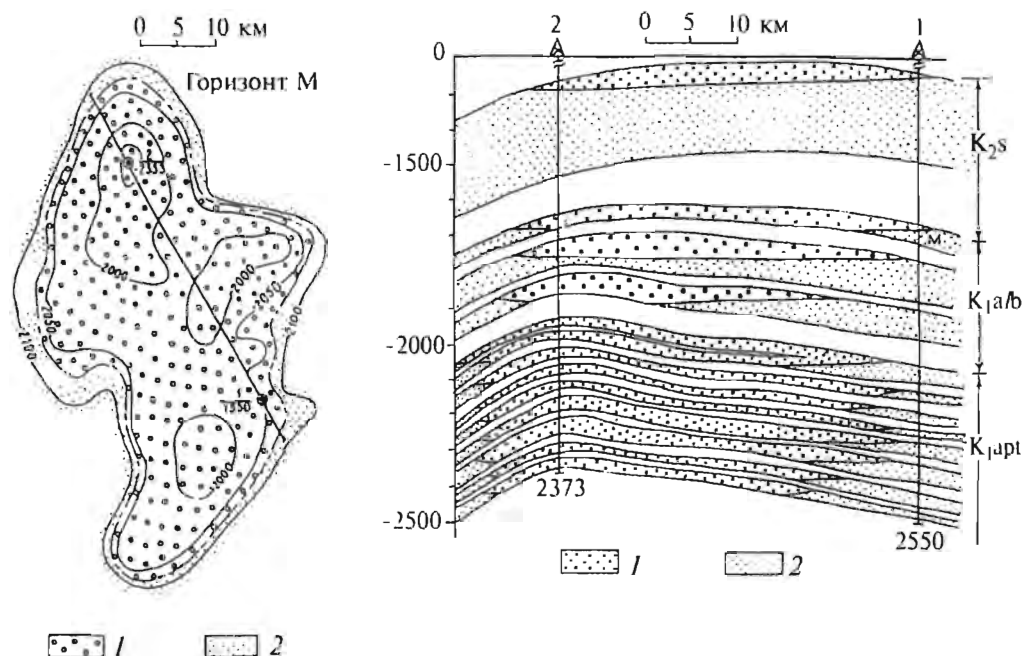


Рис. 78. Русановское газоконденсатное месторождение (Ostistiy and Fedorovsky, 1993).

1 – газ, 2 – песчаник.

семь газоконденсатных залежей с суммарной эффективной мощностью продуктивных пластов 166,4 м. Пористость коллекторов в среднем 21–22 %. Залежи пластовые, сводовые, дебиты газа, полученные при испытании, варьируют от 200 до 554 т·м³/сутки.

Газ продуктивных пластов метановый (89–94,2 %) низкоазотный, бессернистый, низкоуглекислый, низкотелиеносный. Потенциальное содержание конденсата от 16 до 38,9 г/м³. Плотность стабильного конденсата 0,7614–0,7765 г/м³.

На о. Белый притоки углеводородов получены в параметрической скв. № 1, вскрывшей верхи ахской свиты. Скважина заложена в сводовой части Белоостровского поднятия, оконтуренного условно. Проявления углеводородов приурочены к низам танопчинской свиты. По материалам ГИС, возможно, нефтегазонасыщенные пласты выделены только в нижней части танопчинской свиты в инт. 3037–3288 м. В интервале 3037–3042 м получен приток конденсатного газа с пластовой водой. Дебит на штуцере составил 86,6 тыс. н·м³/сутки.

Газ метановый (84,82 %) с высоким содержанием тяжелых – 13,73 %. В интервале 3275–3288 м получен приток нефти с дебитом 3,4 м³/сутки. Нефть средней плотности (0,8607 г/см³), парафинистая (7,7 %), малосернистая (0,09 %). В процессе бурения из интервала 3271–3286 м поднят нефтенасыщенный керн.

Во второй пробуренной на острове скважине нефтегазопроявления обнаружены не были, возможно, в связи с неудачным ее положением на структуре.

Ресурсы углеводородов. Как уже отмечалось выше, Карское море является богатейшим по ресурсам углеводородов среди морей России и вместе с Баренцевым морем содержит в своих недрах более 4/5 общих ресурсов арктического шельфа

страны. Определяется эта роль моря уникальным богатством недр именно Южно-Карского седиментационного бассейна – неотъемлемой части богатейшей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. На долю бассейна приходится более 90 % общих начальных суммарных ресурсов УВ всей акватории Карского моря.

Основная доля ресурсов УВ субаквального продолжения Западно-Сибирской НГП приурочена к Северо-Ямальной НГО, в меньшей степени к Западно-Карской ПНГО. В наиболее богатом районе Северо-Ямальной НГО – Ленинградском – удельная плотность начальных суммарных ресурсов по сумме углеводородов оценивается в 219, в том числе нефти 34 тыс. т/км², газа свободного – 167, газа растворенного 7,0 млн м³/км² и конденсата 10 тыс. т/км². Для крупных положительных структур района удельная плотность ресурсов достигает 740 тыс. т/км², тогда как в сопредельных прогибах она ниже почти на порядок (75 тыс. т/км²). Более половины ресурсов прогнозируется в готерив-нижнеальбском комплексе (55 %) при отношении нефти/газ 0,2; 26 % – в юрско-валанжинском НГК, где доля нефти предположительно достигает половины общих ресурсов УВ; 19 % ресурсов УВ в альб-сантонском комплексе представлено полностью газом.

ЛАПТЕВСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ БАССЕЙН

Лаптевский седиментационный бассейн представляет собой обширную депрессию, охватывающую шельф моря Лаптевых и примыкающие приморские низменности. Как единая область седиментации бассейн сформировался в возрастном интервале поздний мел – кайнозой, одновременно с раскрытием Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. Соответственно в северном направлении бассейн открыт и сочленяется с глубоководным океаническим бассейном через конседиментационные тектонические структуры континентального склона. Со стороны суши, а также с запада и востока бассейн ограничен орогенными поднятиями, обеспечивающими снос в бассейн обломочного материала.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА

Геолого-геофизическая изученность. Современные представления о строении и эволюции Лаптевоморского региона базируются на обширном массиве материалов геолого-геофизических исследований, выполненных НИИГА–ВНИИОкеангеология, экспедициями объединений «Севморгео» и «Севморгеология», а также некоторыми другими отечественными и зарубежными организациями.

Побережье и острова моря Лаптевых покрыты геологической съемкой м-б 1 : 1 000 000, а затем и 1 : 200 000; на прилегающей к морю части Сибирской платформы пробурено несколько глубоких (до 3,6 км) скважин.

Аэромагнитные съемки выполнены над островами в м-бе 1 : 200 000, тогда как над акваторией – 1 : 1 000 000 и мельче, не вполне удовлетворяя современным требованиям. Кондиционной гравиметрической съемкой м-ба 1 : 1 000 000 покрыта вся площадь.

Отбор проб донных осадков в море Лаптевых проводился еще в довоенное время, а начиная с 50–60-х годов исследования приобрели систематический харак-

тер и достигли современного уровня аналитической обработки (Семенов, 1971; Кошелева, Яшин, 1999). Всего отобрано около 1600 грунтовых станций (в среднем одна станция на 450 км²), однако севернее 77° с. ш. станции единичны.

В начале 70-х годов на Новосибирских островах, а в 1985–1988 гг. в дельте Лены и на побережье губы Буор-Хая выполнялись сейсмологические наблюдения МОВЗ, давшие уникальную информацию о распределении и параметрах очагов повышенной в данном регионе природной сейсмичности, а также сведения о глубинной структуре земной коры (Аветисов, 1982, 1991; Аветисов, Гусева, 1991).

Революционным сдвигом в познании глубинной структуры Лаптевского шельфа стали результаты сейсмических исследований (рис. 79). Еще в 1973 г. Полярной экспедицией НПО «Севморгео» был пройден профиль КМПВ в губе Буор-Хая, зафиксировавший границу раздела чехольного комплекса (мощность до 3 км) и мезозойского складчатого фундамента (Коган, 1974). В 1979 и 1985–1988 гг. работы КМПВ были продолжены на юге шельфа. По результатам работ в Южно-Лаптевском прогибе было установлено, что мощность чехла здесь составляет 8 км (Геоло-

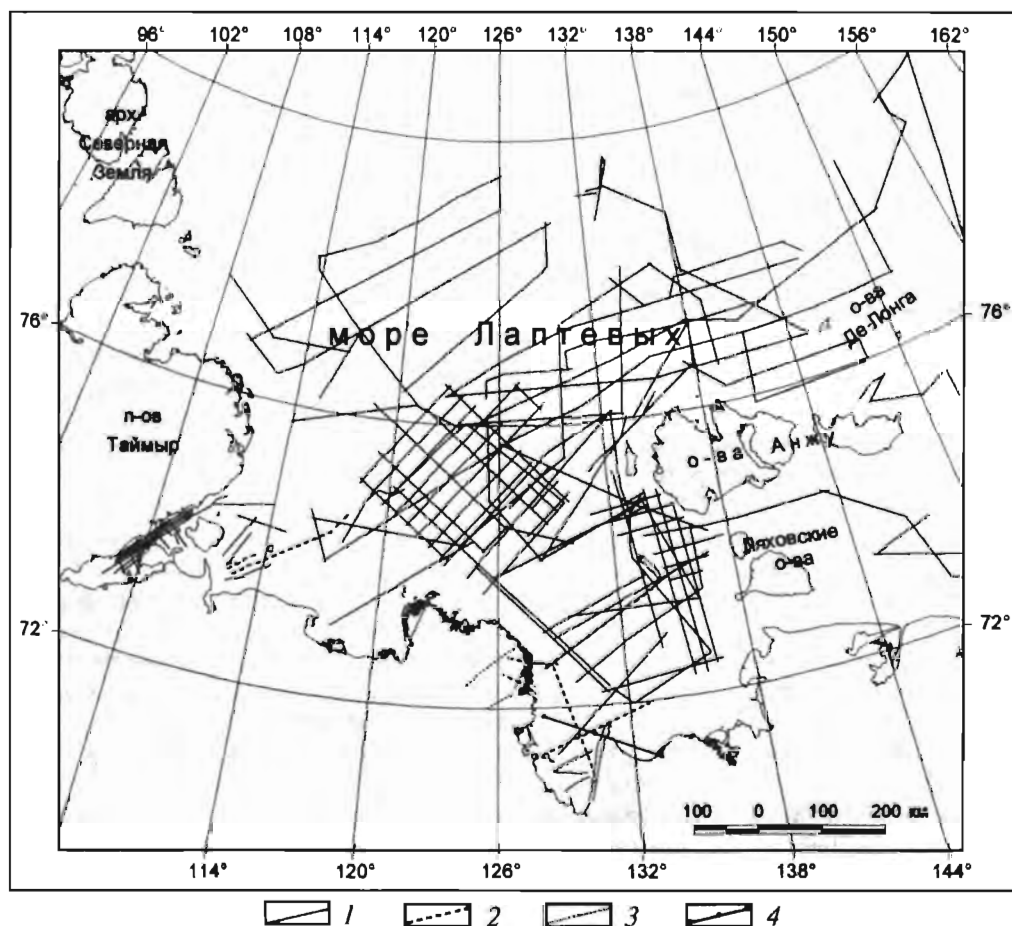


Рис. 79. Сейсмическая изученность шельфа моря Лаптевых.

1–4 – сейсмические профили (1 – МОВ ОГТ; 2 – КМПВ; 3 – МОВЗ; 4 – ГСЗ).

гическое строение..., 1984). Выделенные преломляющие горизонты и их стратиграфическая привязка в целом хорошо согласуются с данными КМПВ, полученными по Нордвик-Хатангскому району, свидетельствуя о продолжении разреза Сибирской платформы с архей-раннепротерозойским основанием в западную часть шельфа. В губе Буор-Хая было установлено, что к северу увеличивается мощность верхнемелового – кайнозойского чехла до 4,5 км (Виноградов и др., 1992; Аветисов и др., 1994). Как и предполагалось ранее (Тектоника Восточно-Арктического..., 1974), работы КМПВ в совокупности с геологическими данными по обрамлению шельфа подтвердили, что Лаптевский седиментационный бассейн как единая геоструктура заложен на гетерогенном основании.

Со второй половины 80-х годов акватория моря Лаптевых стала ареной региональных сейсмических работ МОВ ОГТ.

Планомерное изучение шельфа региональными профилями осуществлялось МАГЭ ПГО «Севморгеология» в 1984–1985 гг. в Хатангском заливе, в 1986–1988 гг. – по всей акватории шельфа и в 1990 г. – в области сочленения шельфа с Евразийским бассейном – всего около 6100 пог. км (Иванова и др., 1989; Иванова, Секретов, 1989; Грамберг и др., 1990).

В 1989 г. трестом «Севморнефтегеофизика» пройдено 3000 пог. км профилей в центральной и восточной частях шельфа, а Лабораторией региональной геодинамики (ЛАРГЕ) – 1100 пог. км на юго-востоке шельфа и в губе Буор-Хая (Drachev et al., 1994, 1995).

Наконец, Федеральный институт геологии и природных ресурсов Германии (BGR) совместно с трестом «Севморнефтегеофизика» в 1993–1994 гг. и в 1997 г. отработал около 11 800 пог. км профилей – т. е. почти половину общего объема сейсморазведки – на шельфах моря Лаптевых и частично Восточно-Сибирского моря (End Bericht..., 1999).

К сожалению, полное отсутствие глубоких скважин на акватории и недостаток надежных данных по сейсмическим скоростям, при значительной латеральной изменчивости сейсмогеологических параметров, допускают крайне неоднозначную интерпретацию данных сейсморазведки, как будет показано далее.

Для изучения верхней части кайнозойского чехла используются результаты сейсмоакустического профилирования, выполненного в 1986 г. МАГЭ, в 1993, 1995 и 1998 гг. – в рамках российско-германского сотрудничества на ледоколе «Polarstern» на шельфе и континентальном склоне (Kim et al., 1999). Имеются также материалы неглубокого бурения, проводившегося объединением «Севморгеология» в 70-е годы в Анабарском заливе, бухте Нордвик, прол. Дм. Лаптева в картировочных и поисковых (на россыпи) целях.

Главные особенности строения и морфологии Лаптевского бассейна. В геологической структуре арктической континентальной окраины Лаптевский бассейн играет ключевую роль, которая определяется его положением:

- на стыке древней Сибирской платформы и мезозойской складчатой системы Северо-Востока;

- в области замыкания Евразийского океанического бассейна, где срединно-океанический хр. Гаккеля ортогонально сочленяется с краем Сибирского материка.

Первая особенность определяет характер складчатого основания Лаптевского седиментационного бассейна. В восточной половине шельфа основанием служат позднекиммерийские складчатые сооружения, входящие в систему мезозойского Северо-Востока России. Западную часть шельфа принято рассматривать как акваториальное продолжение древней Сибирской платформы. Соответственно разрез здесь имеет

трехчленное строение: докембрийский фундамент платформы – промежуточный (параплатформенный) осадочный комплекс широкого возрастного диапазона – бассейновый (K_2-K_3) комплекс. Последний субсогласно надстраивает параплатформенные слои, в результате чего суммарная мощность чехла достигает 10–12 км. Однако, как будет показано ниже, в последние годы ряд исследователей ставит под сомнение наличие платформенных структур (и слоев) в основании Лаптевского бассейна, предполагая повсеместное развитие здесь мезозой и соответственно ограничивая объем всего осадочного чехла «бассейновым» (K_2-K_3) интервалом разреза.

В современной структуре Земли регион приурочен к центриклинальному замыканию Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана, являющегося крайним северным звеном глобальной Аркто-Атлантической области раздвига, по представлениям Ю. Е. Погребницкого. В отличие, например, от Баренцево-Карской континентальной окраины, ориентированной параллельно оси разрастания спредингового бассейна, в Лаптевоморском регионе имеет место уникальная структурная ситуация, когда срединно-океанический хр. Гаккеля ортогонально сочленяется с краем континента Евразии. Трансляция процесса раскрытия океана на шельф и далее собственно на континент осуществляется посредством весьма сложного и не до конца расшифрованного механизма. Если в океане растяжение земной коры реализуется через единый осевой рифт хр. Гаккеля (являющийся одновременно дивергентной границей Евразийской и Северо-Американской литосферных плит), то при переходе на шельф моря Лаптевых оно трансформируется в целую систему субпараллельных континентальных рифтов. Сопряженное с раскрытием Евразийского океанического бассейна развитие Лаптевского окраинно-материкового бассейна в течение позднего мела – кайнозоя ознаменовалось формированием единого бассейнового (плитного, синокеанического) структурно-формационного комплекса.

Современный рельеф и морфология Лаптевского шельфа во многом отражают его уникальную структурную позицию – на продолжении оси раскрытия океанического бассейна. Если Баренцево-Карская континентальная окраина, расположенная непосредственно западнее, отличается повышенной глубиной моря и резко расчлененным рельефом дна с наличием субокеанических желобов и красивых поднятий, то для шельфа моря Лаптевых характерны мелководность (менее 20 м на 70 % площади) и исключительно выровненная поверхность дна. Эти особенности роднят его с шельфами Восточной Арктики, однако обращает на себя внимание нетипичная для последних общая форма Лаптевского бассейна: пологий амфитеатр с центриклинальным погружением дна в северном направлении.

Прибрежная отмель с глубиной до 10 м достигает максимальной ширины (75–100 км) близ дельты Лены и вдоль Лено-Анабарского междуречья.

Субгоризонтальная шельфовая равнина прорезается от побережья до края шельфа пологими (уклоны в бортах до 5–10 мин) ложбинами, отвечающими палеоруслам рек Хатанга, Омолой, Анабар, Лена, Яна, компенсированным седиментацией. Крутизна продольного профиля долин увеличивается к краю шельфа. Интересно, что крупные рифтогенные грабены, формирующие современную структуру Лаптевского шельфа, равно как и сопряженные с ними сублинейные зоны концентрации эпицентров землетрясений, практически не проявлены в рельефе дна. Только на крайнем северо-западе шельфовая равнина рассечена молодыми тектоническими желобами глубиной до 200–300 м, формирующими проливы между о-вами Северной Земли.

Бровка шельфа моря Лаптевых расположена на глубине от 80 до 100–120 м, сопровождается флексурно-разломными зонами и переходит в широкий (60–125 км) и крутой (от 3–4 до 6–8°) континентальный склон. Последний рассечен глубокими

каньонами, приуроченными к устьям палеодолин основных рек. Интенсивный терригенный снос формирует на материковом склоне мощные проградационные клиноформы, наращивая склон и обеспечивая его продвижение в сторону океана. Обильные конусы выноса, сливаясь на материковом подножии, образуют его мощное (до 5–6 км) осадочное выполнение, под которым погребено юго-восточное окончание хребта Гаккеля.

Геология обрамления Лаптевского седиментационного бассейна. Материковое и островное обрамление Лаптевского седиментационного бассейна представлено сложным ансамблем преимущественно складчатых структур, окаймляющих бассейн либо (чаще) секущих береговую линию и продолжающихся в область шельфа.

Складчатые сооружения Таймыра. На крайнем западе к побережью моря Лаптевых подходят сводово-блоковые структуры Таймыро-Североземельской складчатой области, в составе которой выделяются две взаимосвязанные складчатые системы (зоны). Северо-Таймырская система обнажается на северо-западе Таймырского полуострова и о-вах М. Таймыр и Старокадомского. Она имеет север-северо-восточное простирание и представлена терригенно-вулканогенными образованиями позднего протерозоя мощностью до 9 км, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Формационный ряд включает порфиритовую, флишевую, молассовую и порфировую формации. По Ю. Е. Погребницкому (1971), возраст заключительной докембрийской складчатости Таймыра составляет около 1000 млн лет. Позже верхнепротерозойский комплекс был переработан движениями карбона-триасового тектонического цикла. Интрузивные образования представлены базитами (офиолитами – ?) протерозойского возраста и плутонами гранитоидов позднего палеозоя – раннего мезозоя.

В строении Южно-Таймырской зоны, охватывающей большую, юго-восточную часть п-ова Таймыр, принимает участие терригенный комплекс верхнего палеозоя – раннего мезозоя мощностью до 8600 м, включающий пермо-триасовую формацию эффузивных траппов и насыщенный силлами и дайками толеитовых и субщелочных базитов. На востоке Таймыра разрез несогласно надстраивается слабодислоцированными отложениями юры и нижнего мела.

Общая складчатая структура возникла в связи с образованием в позднем палеозое – раннем мезозое Карского сводового поднятия на севере и Таймырского инверсированного прогиба на юге. Узкая полоса отложений нижнего – среднего палеозоя между ними приурочена к пограничной флекуре (Погребницкий, 1971). Северная дуга дислоцирована более сложно по сравнению с южной. Докембрийские формации смяты в мелкие, крутые линейные складки субмеридионального простирания. Пограничная флексура характеризуется исключительно сложными узкими и линейными асимметричными складками северо-восточного простирания. Складки южной зоны в направлении с севера на юг меняют простирание с северо-восточного на субширотное и приобретают более простое строение.

В рамках плейстектонических представлений (Верниковский, 1995) Северо-Таймырская система рассматривается как деформированная и метаморфизованная окраина Карской континентальной плиты, надвинутая на Центральный Таймыр, а Южно-Таймырская система – как коллизионная зона или аккреционный пояс между Карской плитой и Сибирским кратоном, в свою очередь надвинутый на последний.

Оленекская зона дислокаций. Вдоль южного побережья моря Лаптевых, от Оленекской протоки через кряж Прончищева до Хатангского зал., тянется Оленекская (Лено-Анабарская) зона дислокаций. Эта узкая, до 50 км шириной, цепь выраженных линейных складок рассматривается как «затухающая ветвь» или внутриплатформенный апофиз Верхояно-Колымской складчатой системы, отделяющий от Сибир-

ской платформы ее акваториальный блок, расположенный в западной части Лаптевского шельфа.

По данным бурения Усть-Оленекской скважины (Граусман. 1995), вскрытый разрез начинается песчано-глинистыми отложениями верхнего рифея и доломитами венда общей мощностью более 500 м, на которых с размывом залегают карбонаты ордовика – нижнего силура несколько меньшей мощности. Основную часть разреза составляет позднепалеозойско-раннемеловой комплекс, известный под названием верхоянского и представленный терригенными морскими, паралическими, редко континентальными, иногда угленосными толщами. Существенно, что при сохранении формационного ряда отложений, выделенного в Сев. Верхоянье (Виноградов, 1969), мощность всех стратиграфических подразделений верхоянского комплекса в пределах Оленекской зоны в 2–3 раза ниже, чем в Верхоянье, и не превышает для верхнего палеозоя 4000, триаса – 700–900, юры – 900–1100, неокома – 1000 м. Фрагмент мезозойского разреза обнажен на о. Б. Бегичев на западном окончании зоны. Здесь закартированы морские терригенные отложения келловоя и нижнего мела (валанжин – готтерив) общей мощностью около 400 м и угленосные толщи готтерива – альба мощностью более 300 м. Контакт между юрой и мелом тектонический, однако по выпадению значительного интервала разреза предполагается существование предмелового размыва. Кайнозой представлен только верхнеплиоцен-голоценовыми слоями ограниченной (около 50 м) мощности.

Кулисообразно расположенные складки Оленекской зоны опрокинуты к югу, в направлении платформы, и осложнены надвигами. Наиболее напряженные складки отмечаются на востоке зоны, где углы падения крыльев достигают 50–60°, к западу структуры выполаживаются, приобретая черты брахискладок. Так, на о. Б. Бегичев углы падения юрско-меловых толщ не превышают 1–5°.

Оленекская ветвь складок отделяет от Лаптевского бассейна расположенные на суше структуры Енисей-Хатангского (на западе) и Лено-Анабарского терригенных мезозойских прогибов, связанных взаимным переходом без резко выраженной границы в мезозойско-кайнозойских комплексах. Хотя прогибы не имеют прямого выхода на акваторию, особенности их строения необходимо учитывать при моделировании разреза и структуры Лаптевского шельфа.

Сейчас Енисей-Хатангский прогиб рассматривается (Объяснительная записка..., 1998) как структура, унаследованно развивающаяся над доюрским континентальным рифтом, субширотно пересекающим северную окраину Сибирского кратона. Погребенный рифт сопровождается подъемом поверхности М до 35 км, линейными магнитными и гравитационными аномалиями. Общая мощность осадочного выполнения достигает 12–14 км, в том числе пострифтовая, юрско-кайнозойская часть разреза – 7–8 км.

Лено-Анабарский прогиб представляет собой обширную депрессию на северной периферии Сибирской платформы. Здесь на докембрийском кристаллическом фундаменте залегает позднерифейско-вендский морской терригенно-карбонатный комплекс, отвечающий начальной стадии развития платформы. Нижне-среднепалеозойский (кембрий – нижний карбон) преимущественно карбонатный комплекс, отвечающий морским, частично лагунным условиям образования и состоящий из доломитов и известняков с прослоями мергелей, гипсов, соли, в регионе распространен повсеместно.

Как линейная субширотная область прогибания и терригенного осадконакопления Лено-Анабарский прогиб обособился в позднем палеозое. Осадочное наполнение прогиба представляет собой чередование морских, паралических и континенталь-

ных фаций. Пермско-триасовый интервал разреза содержит интрузии траппов, юрские отложения преимущественно морские, меловые – угленосные.

Северный край Оленекской зоны дислокаций скрыт под сводами моря Лаптевых, что допускает неоднозначное толкование ее тектонической позиции. В последние годы такие авторы, как В. А. Виноградов и С. С. Драчев (2000), склонны рассматривать Оленекскую зону дислокаций не как апофиз, а как фронтальную область Верхоянской складчатой системы, которая, по этим представлениям, следует в широтном направлении через западную половину Лаптевского шельфа, соединяя складчатые сооружения Верхоянья и Ю. Таймыра.

Верхояно-Колымская складчатая система. Восточнее дельты Лены материковое обрамление Лаптевского бассейна слагают структуры Верхояно-Колымской складчатой системы. Приближаясь к побережью, субмеридиональный складчатый пояс разветвляется в северо-западном и восточном направлениях и расходится на отдельные ветви, морфологически совпадающие с хребтами Туора-Сис, Хараулахским, Кулар и др.

Наиболее древние образования, слагающие систему, – терригенно-карбонатные отложения рифея мощностью до 2000 м – известны в Хараулахском хребте, они же вскрыты скважиной в пределах Оленекской ветви складок.

Позднепротерозойско-среднепалеозойский (венд – девон) существенно карбонатный комплекс в Сев. Верхоянье представляет собой переработанный чехол древней Сибирской платформы. Здесь его максимальная мощность не превышает 2500 м (Тектоника Восточно-Арктического..., 1974), при этом в разных структурно-фациальных зонах существенные интервалы выпадают из палеозойского разреза, указывая на дифференцированный характер движений. На уровне среднего рифея, границы венд – кембрий и в верхнем девоне отмечены рифтогенные базальты, маркирующие ранние фазы деструкции континентальной коры (Объяснительная записка..., 1998).

Ведущую роль в разрезе складчатой системы играет так называемый верхоянский терригенный комплекс (визейский ярус карбона – нижний мел) весьма значительной общей мощности. Так, в Хараулахском хребте неполная (до триаса включительно) мощность верхоянского комплекса достигает 7–10, мощность юры – нижнего мела в Приверхоянье превышает 5 км и т. д. Формационный ряд, выделенный В. А. Виноградовым (диссертация, 1969), в северной части Верхоянского хребта представлен формациями глинистой (карбон – нижняя пермь), глинисто-песчаной (верхняя пермь), туфогенно-песчано-глинистой (нижний триас), конгломерато-глинисто-песчаной (средний – верхний триас), песчано-глинистой (юра) и глинисто-песчаной угленосной (нижний мел).

По наблюдениям в Хараулахских горах, в разрезе позднего палеозоя – триаса доминируют мелководные морские фации, в восточном направлении разновозрастные отложения приобретают более глубоководный характер, отмечаются признаки фаций континентального склона.

Интрузивные образования системы включают диабазы позднедевонского и раннетриасового возраста и меловые гранитоиды.

Отложения трех названных выше комплексов совместно и одноактно дислоцированы в раннем мелу, образуя единую складчатую структуру, сложность которой возрастает в восточном направлении. На западе, вдоль границы с Предверхоянским красивым прогибом, развиты крупные широкие антиклинальные и синклинальные складки с асимметричными крыльями, иногда осложненными поверхностями надвигов. В центральной области и на востоке складчатого пояса преобладают узкие протяженные линейные складки, параллельные общему простиранию системы.

Широко проявлена надвиговая тектоника, отражающая перемещение масс в западном направлении, в сторону жесткого платформенного массива.

Традиционно (Русаков, Виноградов, 1969) Верхояно-Колымская складчатая система рассматривается как миогеосинклинальная, занимающая переходное положение по отношению к расположенной восточнее Раучуано-Олойской эвгеосинклинальной системе. В публикациях последних лет (например, Объяснительная записка..., 1998) развивается положение о том, что верхоянский комплекс сформировался в палеозое – мезозое на пассивной окраине Сибирского кратона и был деформирован в мелу в условиях ортогонального края кратона бокового стресса.

Ломоносовско-Святоноская зона поднятий. Восточным обрамлением Лаптевского седиментационного бассейна служит морфологически отчетливо выраженная цепь современных поднятий: м. Святой Нос на суше – о-ва Ляховские и Анжу на шельфе – хр. Ломоносова в океане, образующих единую прямую линию меридиональной направленности. Эта морфоструктура, известная в литературе как Ломоносовско-Святоноская зона проявлений новейшей блоковой тектоники, очевидно, оформилась на синокеаническом этапе развития, тогда как отдельные слагающие ее элементы имеют различное внутреннее строение.

Так, отрезок от прибрежной суши до южной части о. Б. Ляховский занимает северо-западная ветвь Раучуано-Олойской позднекеммерийской эвгеосинклинальной области, по ранее принятой терминологии (Русаков, Виноградов, 1969). В плейт-тектонической системе представлений эта структура рассматривается как Южно-Ануйско-Ляховская шовная зона или офиолитовая сутура – результат закрытия в раннем мелу так называемого Ануйского океана, длительно существовавшего на окраине палео-Сибири (Драчев, Савостин, 1993). На юго-востоке о. Б. Ляховский в аллохтонных блоках и в сложном складчато-надвиговом залегании имеют место образования различного генезиса и возраста. Ортоамфиболиты и метагабброиды с реликтами офитовых структур и миндалекаменных текстур могут рассматриваться как реликты каледонского офиолитового комплекса. Позднепалеозойские офиолиты представлены серпентинитами, перидотитами, пиллоубазальтами и другими породами возрастом 291 ± 62 млн лет (Драчев, Савостин, 1993). Осадочные комплексы представлены сложнодислоцированной песчано-сланцевой турбидитовой толщей пермского, возможно, и триасового возраста, а также черными аргиллитами позднемезозойского (?) возраста. Андезитово-базальтовая формация юрского – раннемелового возраста – островодужные комплексы (по Драчеву и Савостину, 1993) – развита на материке к югу от пролива Дм. Лаптева и, возможно, присутствует на о. Б. Ляховский. Орогенный этап развития складчатой области (завершающие стадии коллизии, по плейт-тектонической терминологии) в раннем мелу – начале позднего мела ознаменовался обильным гранитоидным магматизмом с абсолютным возрастом 95–132 млн лет по K-Ar-методу и 118–120 млн лет по U-Pb-определениям по цирконам.

На о-вах М. Ляховский и Столбовой обнажается ритмично построенная песчаниково-аргиллитовая толща позднеюрских – раннемеловых (оксфорд – валанжин) турбидитов видимой мощностью около 1100 м. Седиментационные текстуры указывают на склоновое смещение осадков в северо-восточном направлении. Толщи смяты в крупные открытые складки северо-западного (о. Столбовой) или субширотного (о. М. Ляховский) простирания с углами падения крыльев 15–20°, редко до 40°. Простота структуры, наряду с полным отсутствием магматических и метаморфических проявлений, позволили (Русаков, Виноградов, 1969) отнести эту зону к Новосибирско-Чукотской миогеосинклинальной ветви мезозойид Северо-Востока. С. С. Драчев (Объяснительная записка..., 1998) полагает, что столбовский комплекс

формировался в условиях пассивной континентальной окраины, возможно, представлявшей единое целое с окраиной Сибири.

Крайним северо-восточным элементом, завершающим полукольцо наземного обрамления Лаптевского бассейна, служит западная группа о-вов Анжу: Бельковский, Котельный, Земля Бунге, тектонически входящая в состав Котельнического срединного массива.

Палеозойские и мезозойские отложения образуют складчато-блоковую структуру северо-западного простирания. Разрез начинается существенно органической карбонатной формацией ордовика – среднего девона суммарной мощностью 4500 м с подчиненным количеством терригенных пород. В силуре, а также в среднем девоне проявлена фациальная зональность северо-западного простирания. Выше с размывом залегает карбонатно-терригенная формация верхнего девона – нижнего карбона мощностью более 800 м; в разрезе присутствуют красноцветы, а также конгломераты и гравелиты. По закономерному изменению мощностей и смене фаций от открытоморских к прибрежным реконструируется конседиментационный Бельковско-Нерпалахский прогиб также северо-западного простирания. Венчает палеозойский формационный ряд каменноугольно-пермская терригенно-карбонатная формация (около 1000–1200 м) с неустойчивой фациальной зональностью, накопившаяся в условиях неконтрастных вертикальных движений. В среднем карбоне отмечены покровы андезито-дацитовых лав и брекчий.

Триас и юра представлены литологически единым комплексом пелитовых и алевроитовых пород мощностью соответственно 1200 и 700 м. В триасе лагунные фации сменяются глубоководными морскими в северо-западном направлении, юра повсеместно морская, в скважине на Земле Бунге встречены и нижнемеловые отложения в морских фациях. По своим фациально-литологическим особенностям позднепалеозойско-мезозойские толщи о-вов Анжу отличаются от одновозрастного верхоянского комплекса суши, что указывает на их формирование в иной тектонической ситуации.

Апт-альбская угленосная континентальная формация с прослоями кислых туфов и покровами риолитов достигает суммарной мощности 500 м. На коре выветривания в кровле нижнего мела залегают верхнемеловые континентальные глины и алевроиты с пластами песков, галечников, бурых углей общей мощностью до 300 м. Кайнозойский комплекс мощностью в первые сотни метров трансгрессивно перекрывает более древние образования и отличается обилием перерывов, трансгрессивными взаимоотношениями толщ, сложной перемежаемостью литофаций. Подробнее о верхнемеловой-кайнозойской части разреза далее, при описании осадочного чехла Лаптевского бассейна.

Из магматических проявлений известны малые интрузии и силлы позднепалеозойских (?) базитов, химизм которых не дает однозначного объяснения генезиса (промежуточные характеристики), а также позднемеловые риолиты и кислые туфы.

Тектонически рассматриваемая область характеризуется промежуточным типом складчатости с сочетанием обширных площадей пологого залегания с крупными складками нескольких порядков, что в совокупности со сложной системой дизъюнктивов создает складчато-блоковую структуру территории. Возраст последней складчатости раннемеловой, судя по структурному несогласию в подошве апт-альбской верхней угленосной молассы. В то же время, на западных, а в особенности на восточных о-вах Анжу (Фаддеевский, Новая Сибирь) проявлены дизъюнктивные нарушения, секущие кайнозойские толщи. На восточных островах молодые разломы тянутся на сотни километров, отражаются в потенциальных полях и часто сопро-

обладают магматическими проявлениями и зонами складчатых деформаций. Наиболее яркий пример известен в районе Деревянных Гор, на юге о. Новая Сибирь, где толща позднемеловых – миоценовых отложений вовлечена в напряженную складчато-надвиговую структуру (Новосибирские острова, 1999).

Представления о строении фундамента. *Глубинное строение земной коры.* Представления о глубинном строении Лаптевской континентальной окраины базируются на данных сейсмических исследований МОВЗ и КМПВ–ГСЗ, выполненных в дельте Лены и губе Буор-Хая (Аветисов и др., 1991; Коган, 1974), а в центральной части акватории – на результатах зондирования МПВ, выполненных на некоторых профилях МОВ–ОГТ Федеральным институтом геологии и природных ресурсов Германии (End Bericht..., 1999). Рельеф кровли консолидированной коры установлен по сейсмическим работам МОВ–ОГТ и отстроен по площади с использованием карты аномального гравитационного поля.

В прибрежной зоне шельфа поверхность Мохоровичича (М) залегает на глубинах 33–37 км и лишь в пределах рифтогенных грабен (Усть-Ленский, Омолыйский), окончание которых устанавливается в восточной части дельты Лены и губе Буор-Хая, она поднимается до 31–27 км (Аветисов и др., 1994; Коган, 1974). По направлению к центральной и северной частям шельфа происходит плавное воздымание поверхности М, где она местами прослеживается на глубинах от 25 до 22 км (End Bericht..., 1999). По данным зондирования МПВ, поверхность М имеет граничную скорость 7,9–8,2 км/с. Работами КМПВ–ГСЗ, выполненными ранее ПМГРЭ в губе Буор-Хая, установлено аномально низкое (7,5 км/с) значение граничной скорости раздела М под Усть-Ленским рифтогенным прогибом.

В разрезе консолидированной коры Лаптевского шельфа немецкие исследователи выделяют верхнюю (хрупкую) и нижнюю (вязкую) кору, указывая на высокую расслоенность последней. Раздел между ними представляет границу Конрада, разделяющую «гранитный» и «базальтовый» слои земной коры. Эта граница устанавливается на разрезах целого ряда профилей на глубине 15–17 км (End Bericht..., 1999).

К аналогичному выводу ранее пришли В. В. Верба и Л. Я. Харитонova (1994), построившие комплексную плотностную геофизическую модель земной коры для западной и центральной части Лаптевского шельфа на базе скоростного сейсмического разреза с учетом сведений о физических свойствах горных пород по обрамляющей суше. По результатам моделирования, граница верхней и нижней коры определена на глубине 15–20, а граница М – на 25–35 км, что достаточно удовлетворительно соотносится с упомянутыми выше данными немецких исследователей. Кроме того, анализ построенной геолого-геофизической модели позволил установить закономерность поведения основных гравитирующих и волновых границ геологической среды. Так, значительные перепады глубины залегания наблюдаются по кровле фундамента. На уровне глубинных границ раздела среды – поверхности М и «базальтового» слоя отмечается обратное соотношение их рельефа и структур чехла: грабенам и прогибам отвечает подъем «базальтового» слоя и поверхности М, а в области поднятий отмечается их погружение. Такая закономерность характерна для региона, где в формировании структур чехла активно проявились процессы континентального рифтогенеза.

Приведенные выше наблюдаемые и расчетные данные не подтверждают ранее высказывавшееся предположение (Пискарев и др., 1977) о существовании «базальтовых окон» в центральной части шельфа.

Таким образом, по совокупности данных тип земной коры в пределах шельфа моря Лаптевых определяется как континентальный.

Тектоническое районирование фундамента бассейна. В качестве фундамента бассейна здесь рассматривается складчатое основание или «акустический фундамент», т. е. нижний сейсмогеологический комплекс, не обнаруживающий отражений, свойственных слабодислоцированным стратифицированным толщам. Применительно к молодому (K_2-Kz) Лаптевскому седиментационному бассейну складчатое основание может занимать двоякую позицию: оно служит фундаментом бассейна в прямом смысле этого слова в тех случаях, когда бассейновый чехол ложится непосредственно на молодой (позднекеммерийский) складчатый субстрат, либо подстилает «промежуточный структурный этаж», субгоризонтально залегающий между собственно фундаментом и чехлом Лаптевского бассейна, когда последний формировался на платформенном основании.

Исходными данными, положенными в основу районирования складчатого основания шельфа, послужили материалы комплексного анализа и районирования потенциальных полей (Верба и др., 1987; Тектоника Восточно-Арктического..., 1974), интерпретация результатов сейсмических работ (Иванова и др., 1989; Виноградов и др., 1992; Аветисов и др., 1994; Коган, 1974; Cruise Report..., 1997; End Bericht..., 1999) и геологические данные по материковому и островному обрамлению, кратко охарактеризованные в предыдущем разделе. Понятно, что при полном отсутствии глубоких скважин на шельфе и слабой выразительности магнитного поля районирование носит неоднозначный характер.

На схеме районирования фундамента (рис. 80) показано распространение складчатых систем в соответствии с возрастом последней, завершающей складчатости.

Комплексы наиболее ранней, позднекеммерийской консолидации входят в состав кристаллического фундамента древнего Сибирского (Северо-Азиатского) кратона. Они прогибаются под мезозоидами Сев. Верхоянья далеко на восток, до границы кратона, а также, очевидно, погребены под складчатыми сооружениями Таймыра, по крайней мере Южного и Центрального.

На суше кристаллический фундамент Сибирской платформы является архейско-раннепротерозойским с карельским (около 1,8 млрд лет) возрастом завершающей складчатости.

Лаптевская складчатая система выделяется в границах акваториального продолжения Сибирской платформы на шельф моря Лаптевых. Существование такого продолжения было впервые подтверждено результатами работ КМПВ, выполненных Полярной экспедицией в 1979 г. в Южно-Лаптевском прогибе. Три выделенных в разрезе преломляющих горизонта с граничными скоростями 3,9–4,0, 4,6–5, (границы в осадочном чехле) и 6,0–6,8 км/с (кровля кристаллического фундамента) хорошо согласуются с данными КМПВ по Нордвик-Хатангскому району (Геологическое строение..., 1984). Позже «платформенный» тип сейсмогеологического разреза, содержащий полный набор отражающих горизонтов, включая кровлю фундамента и границы в «промежуточном» интервале чехла, был прослежен сейсморазведкой МОВ (Иванова и др., 1989 г.) в пределах всей площади, занимаемой Лаптевской складчатой системой (рис. 80).

На востоке шельфа граница платформенной области с позднекеммерийским складчатым поясом устанавливается по исчезновению в разрезе сейсмокомплексов, относимых к «промежуточному» структурному этажу (рифей – ранний мел) и совпадает с Лазаревским разломом (Cruise Report..., 1997; End Bericht..., 1999), который немецкими исследователями рассматривается как главный бассейнообразующий дизъюнктив. В потенциальных полях эта принципиальная граница хорошо выражена в гравитационном поле, но не отражается в магнитном.

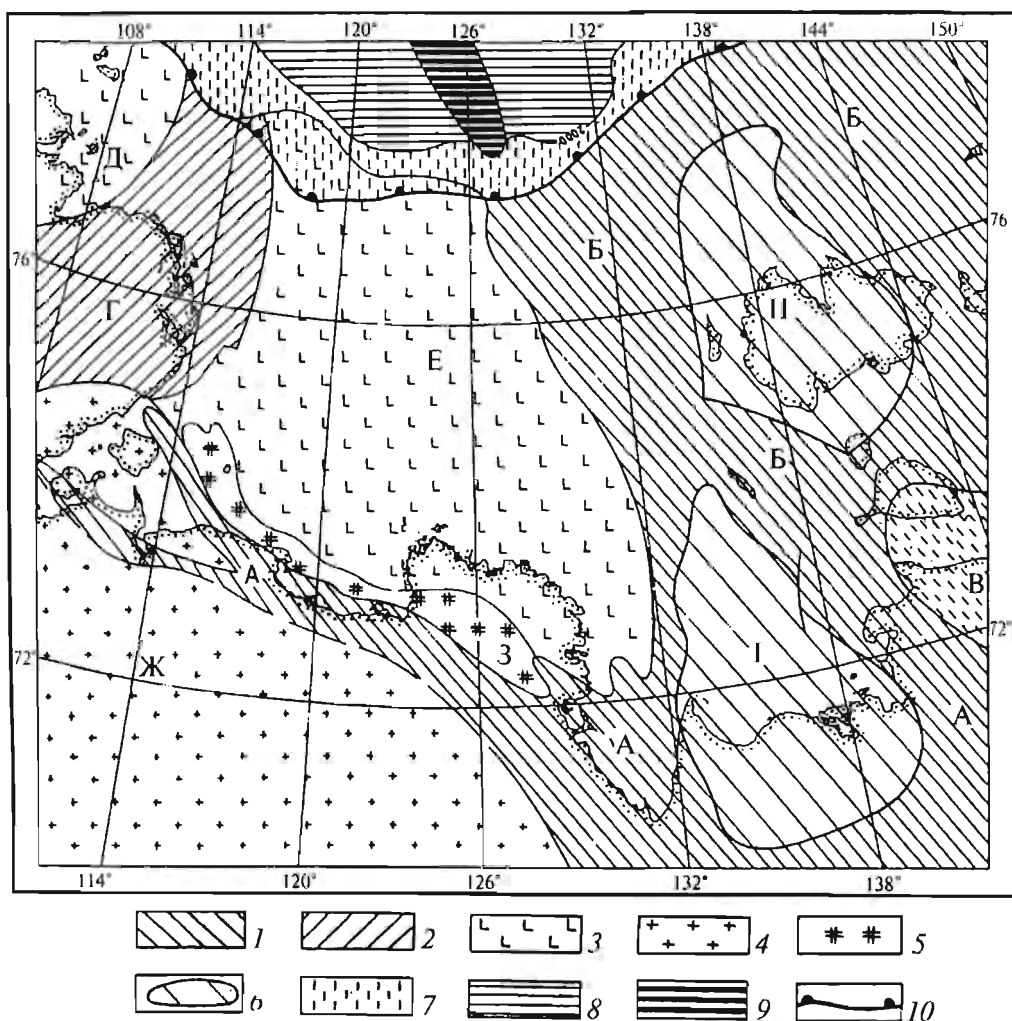


Рис. 80. Схема районирования складчатого основания шельфа моря Лаптевых (сост. Б. И. Ким).

1–5 – складчатые системы: 1 – позднекиммерийские (А – Верхояно-Колымская, Б – Новосибирско-Чукотская – многоосинклинальные, В – Рауцуано-Олойская – эвгеосинклинальная); 2 – раннекиммерийская (Г – Южно-Таймырская); 3 – гренвилевские (Д – Северо-Таймырская, Е – Лаптевская); 4 – карельская (Ж – Сибирская); 5 – архейская (З – Анабарская); 6 – срединные массивы внутри позднекиммерийских складчатых систем (I – Шелонский, II – Котельнический); 7 – материковый склон; 8 – абиссальные котловины; 9 – хр. Гаккеля; 10 – бровка шельфа.

На западе граница с ранними киммеридами Ю. Таймыра проводится по выпадению из разреза сейсмокомплексов, относимых к верхнему рифею – триасу, а также по смене изометричных магнитных аномалий платформенной области на линейные аномалии акваториального продолжения структур Таймыра.

Ранее Лаптевская складчатая система априорно считалась карельской по аналогии с сушей Сибирской платформы. Однако появились основания для отнесения ее к гренвилевскому циклу. Прежде всего это новые данные по геотектоническому районированию погребенной части фундамента Северо-Азиатского кратона (Текто-

ническое..., 1998). Районирование основано на интерпретации геофизических полей, результатах изучения вещественного состава пород из ксенолитов диатерм и керна скважин фундамента, а также анализе новых изотопно-геохронологических данных по Алдано-Становому и Анабарскому щитам. По его результатам были выделены три типа террейнов: протократоны (гранит-зеленокаменные области), подвижные (гранулитовые) пояса и позднепротерозойские орогенные пояса с указанием временных этапов формирования в них континентальной коры (2,6, 2,1–1,9 и менее 1,4 млрд лет), регионально проявленных и сопровождающихся процессами магматизма, метаморфизма и складчатости. На тектонической схеме районирования фундамента к востоку от Западно-Верхоянского разлома выделяется позднепротерозойский Лено-Алданский орогенный пояс северо-западного простирания, выходящий в губу Буор-Хая. Восточная граница орогенного пояса на шельфе совпадает с принятой нами восточной границей акваториального продолжения Сибирской платформы. Пробуренная на побережье Усть-Оленекская скважина, впервые вскрывшая в нижней части разреза верхнерифейские терригенные отложения (Граусман, 1995), также позволяет предполагать на шельфе фундамент гренвильской консолидации. Косвенно на существование здесь складчатого основания, отличного от архей-раннепротерозойского (выделявшегося ранее), указывает факт длительного и устойчивого прогибания площадей к северу и востоку от Лено-Анабарского и Западно-Верхоянского разломов на протяжении рифея, палеозоя и мезозоя.

Лаптевская складчатая система имеет северо-западное простирание, продолжающее Лено-Алданский позднепротерозойский орогенный пояс, выделяемого на материке. Локальный выход архей-раннепротерозойских пород в восточной части дельты Лены рассматривается как останец фундамента предыдущего (карельского) тектонического цикла.

К гренвильскому тектоническому циклу относится и *Северо-Таймырская складчатая система*, основная часть которой занимает северо-западную окраину полуострова. Здесь участвующий в ее строснии комплекс представлен терригенно-вулканогенными отложениями верхнего протерозоя, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Позднее верхнепротерозойский комплекс был переработан движениями карбоно-триасового тектонического цикла. Генеральное простирание системы северо-восточное. При приближении к шельфу и в его пределах оно меняется на север-северо-восточное, что хорошо подчеркивается простиранием осей магнитных аномалий, которые прослеживаются вплоть до внешнего края шельфа. Сейсмических данных по акватории практически нет.

К раннекиммерийской отнесена *Южно-Таймырская складчатая система*. Система развита на западе региона, охватывает юго-восточную часть Таймырского п-ова и небольшую площадь прилегающего шельфа, где продолжение ее установлено по линейным магнитным аномалиям северо-восточного простирания, аналогичным тем, что наблюдались в пределах геологически и геофизически хорошо изученной материковой суши. Здесь верхнепалеозойско-триасовые терригенные комплексы, включающие пермо-триасовую формацию эффузивных траппов, образуют складчатую структуру, представленную линейными и прерывистыми дислокациями и осложненную надвигами.

Позднекиммерийские складчатые сооружения составляют фундамент восточной половины Лаптевского седиментационного бассейна и с известной долей условности подразделяются на три складчатые системы.

Верхояно-Колымская складчатая система охватывает юго-восточную часть Лаптевского шельфа, а ее вырождающаяся западная ветвь – узкую береговую и прибрежную зону на юге и юго-западе региона.

В пределах северной части Верхоянского хребта складчатая структура относительно проста и характеризуется сочетанием очень крупных антиклинальных и синклинальных зон с почти горизонтальным положением зеркала складчатости. Степень дислоцированности пород в целом невысокая (Тектоника Восточно-Арктического..., 1974). Непосредственное продолжение складчатой системы на шельф наблюдается на юго-востоке акватории, где в губу Буор-Хая уходят широкие (15–25 км) простые складки осевой зоны и восточного крыла Верхоянского мегантиклинория с полого воздымающимися шарнирами в северном направлении. Внутри Верхояно-Колымской системы на юго-востоке шельфа и в прибрежной равнине выделяется Шелонский срединный массив. Конфигурация массива вырисовывается по «обтеканию» его складками мезозой с юго-запада, юга и северо-востока.

На профилях КМПВ в губе Буор-Хая под мезозойским складчатым субстратом выявлен нижний преломляющий горизонт с $V_r = 6,3\text{--}6,5$ км/с, отождествляемый с докембрийским кристаллическим основанием Сибирского кратона (А. Коган, 1974).

Новосибирско-Чукотская складчатая система занимает северо-восточную часть шельфа (Косько, 1980; Косько и др., 1985; Новосибирские острова, 1999). Основанием для выделения системы служит экстраполяция геологических данных по о-вам Котельный, Столбовой, М. Ляховский и частично Б. Ляховский с использованием аномального магнитного поля и палеотектонических реконструкций. Основная часть системы развита за пределами региона и имеет северо-западное простирание. Наблюдения на островах лишь частично характеризуют складчатую структуру. Так, на о. Столбовой верхнеюрские и нижнемеловые отложения, относящиеся к флишоидной формации, образуют симметричную синклиналь северо-западного простирания с пологими (15–20°) крыльями, одно из которых осложнено более мелкой складчатостью. На о. Б. Ляховский (п-ов Кигилях) эти же отложения смяты в антиклиналь северо-западного простирания с крутопадающими крыльями (от 30–40 до 60–80° вблизи ядра). Внутри системы выделяется Котельнический срединный массив, включающий о-ва Котельный, Бельковский, З. Бунге и участки акватории, непосредственно продолжающие к северу геофизические поля этих островов (Косько, 1980, 1985; Труфанов и др., 1986). Ориентировка складок подчинена контурам Котельнического срединного массива, в пределах которого отложения комплексов смяты складчатостью промежуточного типа.

Раучуано-Олойская складчатая система входит в пределы шельфа лишь своей крайней западной частью. Эвгеосинклинальная по своей генетической природе (Русаков, Виноградов, 1969), она разграничивает миевгеосинклинальные Верхояно-Колымскую и Новосибирско-Чукотскую складчатые системы. Судить о характере дислокаций можно только по южному берегу о. Б. Ляховский, где образования разного возраста и генезиса создают сложнейшую складчато-чешуйчатую структуру со складками волочения, указывающими на субмеридиональное направление сжатия. Возраст деформаций раннемеловой.

Исходя из изложенного, Лаптевская окраинно-материковая плита по типу фундамента разделяется на две области: Западно-Лаптевскую (акваториальное продолжение структур Сибирской платформы) и Восточно-Лаптевскую (продолжение мезозой Северо-Востока).

Однако в последние годы эта концепция претерпевает существенную трансформацию. Так, С. С. Драчев в своей работе (Drachev et al., 1998) при тектоническом районировании Лаптевского шельфа принимает схему Н. М. Ивановой, С. Б. Секретова и др. (Alekseev et al., 1992), где западную часть акватории, к северу от Оленекской

зоны складок, занимает Лаптевский параплатформенный блок. В том же году в объяснительной записке к тектонической карте Карского и Лаптевского морей (Объяснительная записка..., 1998) С. С. Драчев еще допускает продолжение структур Сибирского кратона на шельф моря Лаптевых между дельтой Лены и Таймыром, однако высказывает предположение, что нижняя часть разреза (ниже верхнего триаса) может быть осложнена киммерийскими движениями и соответственно входить в состав фундамента. Позже С. С. Драчев в своей докторской диссертации, а также и В. А. Виноградов (Виноградов, Драчев, 2000) высказывают предположение, что почти на всем Лаптевском шельфе (кроме предтаймырской зоны) в основании чехла находится складчатое основание из тех же мезозонд, что и на Северо-Востоке.

Немецкие исследователи (End Bericht..., 1999) вообще не определяют геологический тип и возраст основания бассейна, говоря лишь об опущенном континентальном фундаменте, подвергшемся хрупким деформациям.

Осадочный чехол. Представления о строении осадочного чехла Лаптевского шельфа базируются на результатах сейсмических работ МОВ, выполненных здесь в 80–90-е годы. Стратиграфическое расчленение осадочного чехла и возрастная привязка сейсмокомплексов (рис. 81) для восточной части шельфа, подстилаемой складчатыми мезозоидами, у разных авторов различаются лишь в деталях. Так, по схемам МАГЭ и ЛАРГЭ, выше акустического фундамента (горизонты II и А соответственно) залегает верхний мел, тогда как по К. Хинцу кровля фундамента (горизонт LS1) перекрывается палеогеном. Эту же схему исследователи ФРГ распространяют на всю акваторию шельфа, хотя в работе 1999 г. допускается возможность присутствия в основании разреза на западе более древних горизонтов. По схеме, впервые предложенной МАГЭ (Иванова, Секретов, 1989), на западе Лаптевского шельфа (а также в контурах срединных массивов на востоке) бассейновый комплекс (верхний мел – кайнозой) подстилается промежуточным, или параплатформенным, структурным этажом, полный объем которого может достигать интервала от рифея до нижнего мела. Эта схема принята и в настоящей работе (рис. 81). Особенности волновой картины и геологические данные по обрамлению позволяют на основе сейсмостратиграфического анализа прогнозировать литологический состав и возраст отложений, составляющих сейсмокомплексы (Иванова и др. 1989; Kim, 1998; Лазуркин. 1998, 2000; Ким, Яшин, 1999; Яшин, Ким, 1999).

Комплексы промежуточного структурного этажа. Комплексы этого этажа хорошо изучены на окружающей материковой суше. На шельфе они подробно описаны на о-вах Бельковский, Котельный и З. Бунге, которые с прилегающими участками акватории входят в состав Котельнического срединного массива.

Верхнерифейско-вендский сейсмостратиграфический комплекс залегает в основании осадочного чехла между горизонтами VI и V' (рис. 82), первый из которых отождествляется с фундаментом гренавильской консолидации, второй – с несогласием в кровле терригенно-карбонатных пород верхнего протерозоя. На временных разрезах он выражен акустически прозрачным волновым полем, в нижней части с редкими отражениями субгоризонтального или наклонного залегания, приуроченными к депрессионным частям рельефа фундамента, и слоистым характером разреза – в верхней части. Высокие интервальные скорости (5,5 км/с) позволяют предполагать его терригенно-карбонатный состав.

Судить о литологическом составе комплекса позволяет разрез Усть-Оленекской скважины (Граусман, 1995), пробуренной на побережье Оленекского залива, в основании которого установлена 520-метровая толща терригенно-карбонатных отложе-

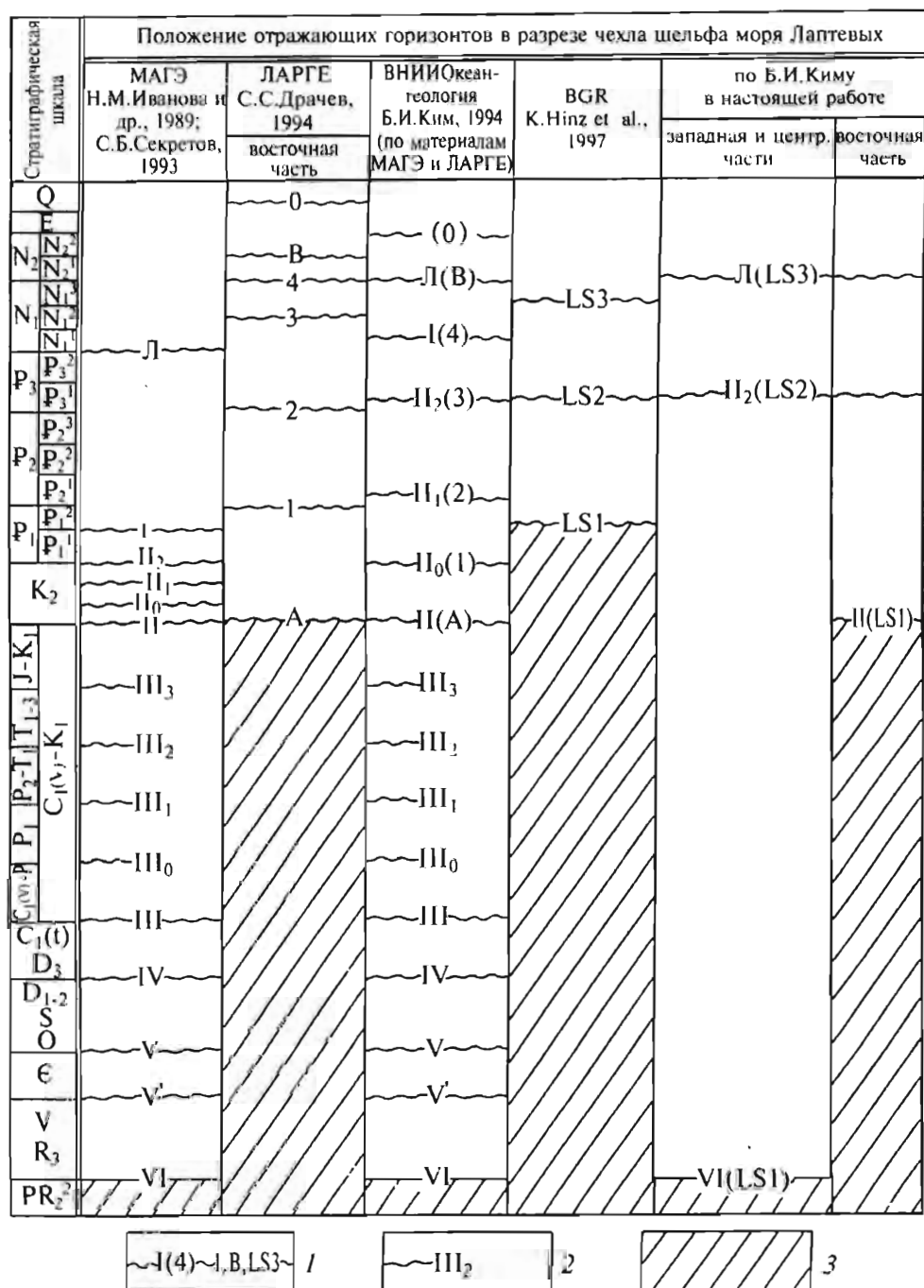


Рис. 81. Стратиграфическая привязка сейсмических отражающих горизонтов, выделенных по работам МОВ ОГГ различными организациями, в разрезе чехла шельфа моря Лаптевых.

1 — отражающие горизонты и их индексы (в скобках указаны индексы горизонтов на профилях ЛАРГЕ и BGR); 2 — отражающие горизонты, локально распространенные; 3 — фундамент.

Стратиграфическая шкала	Предполагаемый вещественный состав ССК	Индексы отражающих горизонтов	Значения интервальной скорости (км/с)	Положение отражающих горизонтов в разрезе чехла шельфа моря Лаптевых		
				крайняя западная часть	западная и центральная части	восточная часть
N_2-Q	Терригенный	Л	1,9-2,2			
N_1		I	2,4			
Р		II ₂ II ₁ II ₀	2,7-3,4			
K_2			3,5-4,0			
$J-K_1$	Терригенный	II				
T_{1-3}		III ₃	3,3-3,7 — 3,8-4,5			
P_2-T_1		III ₂				
P_1		III ₁				
$C_1(v)-P$		III ₀				
$C_1(t)$	Карбонатный	III	4,0-4,6			
D_3		IV'	4,9-5,0			
D_{1-2}		V	5,0-5,2			
S		V'	5,5			
O	Терр.-карб.	VI				
E						
V						
R_3						
PR_2^3						

а) Л, I
б) II₀, III

— III₀ —

Рис. 82. Стратиграфическая привязка сейсмических горизонтов и ССК в разрезе осадочного чехла шельфа моря Лаптевых.

1 — опорные сейсмические горизонты, распространенные на шельфе повсеместно (а) и регионально (б); 2 — сейсмические горизонты, локально распространенные; 3 — фундамент.

ний верхнего рифея (песчаники с прослоями глин и доломитов) и венда (доломиты). Близкие по составу разрезы известны на Анабарском и Оленекском поднятиях, Таймыре и в Сев. Верхоянье. Комплекс соответствует терригенно-карбонатной формации, отвечающей начальной стадии развития платформ. Мощность его на шельфе — 1–2, с увеличением до 3,0–3,5 км в Усть-Ленском грабене и Омолойском прогибе. К северу комплекс выклинивается и полностью выпадает из разреза примерно в 50 км от бровки современного шельфа.

Нижне-среднепалеозойский сейсмостратиграфический комплекс объединяет карбонатные отложения от кембрийских до нижнекаменноугольных (турнейский ярус) между горизонтами V' и III (рис. 82), верхний отождествляется с контрастной границей раздела между карбонатными и вышележащими терригенными толщами. Комплекс согласно залегает на подстилающем и подразделяется на три сейсмостратиграфических подкомплекса. Как показали палеотектонические реконструкции по Таймыру (Погребницкий, 1971) и Сев. Верхоянью (Виноградов, 1965), рассматриваемый комплекс в этих регионах представляет собой переработанный чехол древней Сибирской платформы.

Кембрийский подкомплекс заключен между горизонтами V' и V (размытая кровля карбонатных пород). Анализ волновой картины и высокие значения интервальной скорости (5,0–5,2 км/с) позволяют предполагать карбонатный состав подкомплекса, который в сейсмозаписи хорошо динамически отражен. Разрезы кембрийских отложений, формировавшихся в условиях мелкого моря, вскрыты Чарчкской, Тюмятинской, Дьяппальской скважинами, где они представлены доломитами, реже известняками. Сходные разрезы кембрия описаны на севере Анабарского и Оленекского поднятий, Таймыре и Хараулахском выступе Сев. Верхоянья. Во всех разрезах фиксируется размыв в основании и в кровле кембрия.

На акватории мощность подкомплекса составляет 0,5–1,4 км (Иванова, Секретов, 1989).

Ордовикско-среднедевонский подкомплекс ограничен горизонтами V и IV (рис. 82), последний приурочен к акустически жесткой границе между карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями на рубеже среднего — верхнего девона. На временных разрезах подкомплекс характеризуется серией относительно протяженных отражений с амплитудной выразительностью от средней до интенсивной. Интервальные скорости 4,9–5,0 км/с соответствуют карбонатным породам.

Отложения ордовика и силура, изученные на В. Таймыре, в Хараулахском выступе, в разрезе Усть-Оленекской скважины и других местах региона, представлены известняками и доломитами, иногда с прослоями мергелей. Лишь на о. Котельный установлены два литологически различных разреза силура: на северо-востоке острова — карбонатный, на юго-западе — кремнисто-сланцево-карбонатный (Косько и др., 1985). Разрезы нижнего и среднего девона на В. Таймыре, в дельте Лены, о-вах Котельный и Бельковский также в целом карбонатные. Только в районе Анабаро-Хатангской седловины разрез представлен лагунными ангидрито-гипсово-доломитовыми фациями с прослоями каменной соли.

Следует отметить, что вскрытые Усть-Оленекской скважиной отложения ордовика и силура полностью отсутствуют в разрезах скважин (Чарчкской, Тюмятинской и Дьяппальской), отстоящих от побережья на расстояние 50–100 км. Очевидно, область прогибания и осадконакопления существовала только к северу от Лено-Анабарского глубинного разлома.

На акватории мощность подкомплекса варьирует от 0,5 до 2,5 км, а максимальная (2,5 км) установлена в центральной части Усть-Ленского грабена.

Верхнедевонско-нижнекаменноугольный подкомплекс объединяет отложения от верхнего девона до турнейского яруса нижнего карбона, заключенные между горизонтами IV и III (рис. 82). Он выражен динамически многофазным волновым полем. В областях поднятий в нем выделяются довольно протяженные отражения, свидетельствующие о неоднородности его литологического состава. Более однородное поле характерно для отрицательных структур. Значения интервальных скоростей 4,0–4,6 км/с. Эти данные позволяют предполагать терригенно-карбонатный состав отложений (Иванова, Секретов, 1989).

На суше эти отложения хорошо изучены в Сев. Верхоянье (доломиты и известняки с линзами песчаников и конгломератов) и на В. Таймыре (известняки, глинистые сланцы), где отмечен размыв в нижней части франского яруса). На о-вах Котельный и Бельковский разрез сложен преимущественно терригенными породами: аргиллитами и алевролитами с прослоями известняков. Верхнедевонские отложения здесь с размывом залегают на среднедевонских, кроме юго-западного района о. Котельный, где отмечены их согласные взаимоотношения. Разрез верхнего девона в пределах Анабаро-Хатангской седловины сложен толщей ангидритов и известняков. Разрезы турнейского яруса в районе устья р. Лена, пос. Тикси и на п-ове Нордвик остаются терригенно-карбонатными.

Мощность подкомплекса на акватории от 0,5 до 1,7 км.

В целом ниже-среднепалеозойский комплекс по условиям образования является морским, в меньшей степени лагунным. Палеогеографические построения позволяют предполагать его развитие по всей площади шельфа. В западной и центральной частях шельфа он входит в состав осадочного чехла, на востоке и крайнем западе участвует в строении фундамента Верхояно-Колымской, Новосибирско-Чукотской и Южно-Таймырской складчатых систем. Соответствует карбонатной морской формации, отвечающей второй стадии развития платформы.

Верхнепалеозойско-нижнемеловой сейсмостратиграфический комплекс объединяет отложения от визейского яруса нижнего карбона до нижнего мела включительно между горизонтами III и II (рис. 82). Первый фиксирует резкую смену карбонатного осадконакопления терригенным, второй – подошву верхнемелового-кайнозойского комплекса. Для волнового поля комплекса характерна относительная прозрачность, с отдельными не выдержанными по простиранию и меняющимися по амплитуде и фазе отражениями, свидетельствующими о его терригенном составе. Установленное закономерное изменение скорости сейсмических волн (3,3–3,7 – 3,8–4,5 км/с) также позволяет предполагать терригенный состав комплекса, отождествляемого с отложениями верхоянского комплекса суши (Иванова, Секретов, 1989).

В складчатом залегании комплекс изучен в Сев. Верхоянье, в пределах кряжей Чекановского и Прончищева, на В. Таймыре. На о. Столбовой представлен морской терригенный разрез верхней юры – нижнего мела с обилием подводно-оползневых тектур (Виноградов, Явшиц, 1975).

В чехольном залегании комплекс вскрыт на побережье серией скважин (Усть-Оленекской, Гуримисской, Чарчыкской, Тюмятинской). Преимущественно песчаный состав имеют отложения поздней перми, триаса и нижнего мела, а алевроито-глинистые породы доминируют в большинстве разрезов юры. В верхах разреза присутствуют углистые породы и угли раннемелового возраста.

Полная мощность комплекса в разрезе Чарчыкской скважины составляет 2, в Усть-Ленской – 4 км. На шельфе мощность изменяется от 0,5 до 3,0, с увеличением до 4,0–4,5 км в северо-западной части Усть-Ленского грабена. В направлении бровки шельфа комплекс выклинивается.

В западной части шельфа, примыкающей к Таймыру, в разрезе комплекса выделяются четыре отражающих горизонта (рис. 82), локально распространенных. Горизонты III_0 , III_1 и III_2 отождествляются здесь соответственно с кровлей туфо-лавовых образований в отложениях сакмарского и артинского ярусов нижней перми, индского яруса нижнего триаса и с границей размыва между отложениями триаса и юры. Стратификация горизонта III_1 неоднозначна, предполагается размыв на границе нижней и верхней перми.

В восточной части шельфа породы комплекса входят в состав складчатого фундамента Лаптевского бассейна.

В формационном отношении комплекс принадлежит к терригенной верхней формации, соответствующей третьей (поздней) стадии развития платформ.

Комплексы бассейнового структурного этажа. Лаптевский седиментационный бассейн представляет собой обширную депрессию на месте одноименного шельфа и примыкающих районов приморских низменностей, вмещающую в качестве единого структурного этажа отложения верхнего мела – кайнозоя. Наиболее полно эти отложения изучены на о-вах Анжу и Ляховских и в разделяющих их проливах (Косько, 1985; Труфанов и др., 1986; Самусин, 1985). Бассейновый структурный этаж на шельфе заключен между дном моря и отражающим горизонтом II (рис. 82). Опорные отражающие горизонты I и Л делят его на три самостоятельных сейсмокомплекса. Особенности волновой картины и данные по обрамлению шельфа позволяют прогнозировать литологический состав, условия формирования и возраст отложений (Иванова, Секретов, 1989; Ким, 1994; Drachev, 1994, 1999).

Верхнемеловой – палеогеновый сейсмостратиграфический комплекс в пределах шельфа (рис. 82) охватывает отложения, заключенные между отражающими горизонтами II и I (кора выветривания позднеолигоцен-раннемиоценового возраста). Горизонт II_0 , который отождествляется с подошвой коры выветривания раннепалеоценового возраста, делит комплекс на два подкомплекса.

Верхнемеловой подкомплекс слагают нижние горизонты бассейнового чехла в рифтогенных грабенах на шельфе, иногда с клиноформным характером залегания. Слабое волновое поле с прерывистыми и изменчивыми по амплитуде отражениями свидетельствует о высокой энергетической обстановке осадконакопления, когда отлагались синрифтовые отложения (Иванова, Секретов, 1989). Значения интервальных скоростей 3,5–4,5 км/с.

В восточной части шельфа подкомплекс представлен серией динамичных горизонтов, облегающих поверхность складчатого фундамента, которая имеет здесь следы эрозионных врезов. Подкомплекс не выдержан здесь по мощности и характеризуется сложным внутренним строением с наличием прерывистых, сигмовидных и линзовидных тел, отвечающих, вероятно, дельтовым фациям.

Верхнемеловые отложения синхронны этапу денудации позднекиммерийских складчатых сооружений. На о-вах Новая Сибирь и Земля Бунге обнажаются деревянгорская и бунгинская свиты (сеноман – турон) мощностью до 280 м, сложенные континентальными глинами, алевроитами, галечниками, туфогенными песками и песчаниками, чередующимися с прослоями бурых углей.

В восточной части шельфа верхнемеловые слои в грабенах и прогибах могут подстилаться отложениями апт – альба, относящимися к верхней моляссе (балыктахская свита).

В целом подкомплекс соответствует песчано-глинистой угленосной лимнической формации.

Максимальная мощность отложений подкомплекса на шельфе 1,5 км.

Палеогеновый подкомплекс (сейсмотолща, заключенная между горизонтами Π_0 и I) характеризуется наличием прерывистых, регионально не выдержанных бугристых отражений и изменчивостью динамических параметров в волновом поле, свидетельствующими о преобладании континентальных условий осадконакопления. Сейсмические характеристики позволяют предполагать широкое развитие дельтовых фаций в отложениях палеогена в пределах южной части современного шельфа. Значения интервальных скоростей для подкомплекса составляют 2,5–3,5 км/с. Региональные отражающие горизонты Π_1 и Π_2 стратиграфически отождествляются в разрезах на материке с размытыми в кровле палеоценовых и позднеэоцен-раннеолигоценовых отложений (Ким, Слободин, 1991), а в разрезах на о-вах Анжу – с размытыми в подошве и кровле эоценовой анжуйской свиты (Фрадкина и др., 1979).

На материке разрезы палеогена вскрыты скважинами в бас. р. Сого (отложения верхнего палеоцена) и р. Омолой (тастахская, солурская и омолойская свиты эоцена-олигоцена), а также описаны в Кенгдейском грабене. Они представлены песчаниками, глинами, песками с прослоями гравия и гальки, суглинками и пластами бурых углей. Мощность палеогеновых отложений в Кенгдейском грабене достигает 1500 м (Межвилк, 1958). Условия их формирования отвечают озерно-аллювиальным, в меньшей мере прибрежно-морским фациям. На о-вах Фаддеевский и Новая Сибирь и в разрезах скважин на Земле Бунге и зал. Геденштрёма эоценовая часть разреза (анжуйская свита) представлена прибрежно-морскими глинами и алевроитами с пластами и линзами песчаников неполной мощностью 45 м (о. Новая Сибирь) и озерно-аллювиальными глинами и песками с пластами и линзами бурых углей и галечников неполной мощностью 70 м (о. Фаддеевский). Олигоценовая часть разреза (нерпчинская свита) сложена песками с пачками алевроитов и глин, линзами галечников и прослоями бурых углей.

В фациальном отношении подкомплекс является прибрежно-морским и континентальным, соответствует галечниково-песчано-глинистой угленосной паралической формации. По данным бурения на островах Анжу, неполная суммарная мощность палеогеновых отложений составляет 270 м (Труфанов и др., 1986), а максимальная мощность сейсмоподкомплекса на шельфе достигает 2,5 км.

Миоценовый комплекс включает в себя отложения между горизонтами I и Л, последний отождествляется с границей размыта в кровле миоценовых отложений и отвечает крупной регрессии Мирового океана, известной под названием «мессинской». На о-вах Анжу она предполагается между прибрежно-морскими отложениями верхнего миоцена и континентальным плиоценом, разрезы которых разобщены (Труфанов и др., 1986; Ким, Слободин, 1991). Применительно к рифтогенной структуре Лаптевского бассейна горизонт Л залегает в основании верхнего, покровного структурного этажа.

Отражения, формирующие структуру этого акустически прозрачного комплекса, как правило, слабоамплитудные, прерывистые, бугристые, отвечающие континентальным фациям. Значения интервальных скоростей 2,5–3,5 км/с.

В пределах прибрежных низменностей, обрамляющих Янский залив, вскрытый скважинами разрез миоценовых отложений представлен ильдикиляхской (ранний – средний миоцен) и хапчанской (верхний миоцен) свитами, сложёнными песчано-галечными отложениями с прослоями алевроитов и глин, формировавшимися в озерно-аллювиальных фациях. Неполная мощность этих отложений составляет здесь 140 м (Баранова и др., 1979). В восточной части шельфа (Земля Бунге) разрез миоценовых отложений представлен глинами с прослоями алевроитов и песков общей мощностью 80 м (Труфанов и др., 1979). Условия формирования отложений прибреж-

но-морские и озерно-болотные (нижняя часть разреза). В формационном отношении комплекс соответствует галечниково-песчаной континентально-морской (смешанной) формации. Максимальная мощность комплекса на шельфе 1,6–1,7 км.

Плиоцен-четвертичный комплекс (верхний, покровный) трансгрессивно перекрывает нижележащие сейсмокомплексы, выполняющие крупные рифтогенные грабены, либо на поднятиях ложится непосредственно на фундамент. По материалам сейсмоакустики (Иванова, Секретов, 1989), его структура определяется как тонкослоистая, отражающая частые прерывы в осадконакоплении. В верхней части комплекса наблюдаются выдержанные субгоризонтальные поверхности раздела, которые, в частности, фиксируют подошву неконсолидированных позднеплиоцен-четвертичных отложений и подошву осадков последней трансгрессии (позднеплейстоцен-голоценовой). Интервальная скорость комплекса 1,9–2,2 км/с.

Разрезы комплекса на Лено-Анабарском междуречье, в дельте р. Лена, басс. нижних течений рек Лена и Яна, на м. Св. Нос, на о-вах Анжу и Ляховские, в Анабарском зал., бухте Нордвик и о. Б. Бегичев представлены алевроито-глинистыми осадками с прослоями гальки и гравия, иногда торфа, формировавшимися в морских, прибрежно-морских, озерно-аллювиальных условиях.

Позднеплейстоцен-голоценовая часть сейсмокомплекса на шельфе изучена по материалам донного опробования и представлена преимущественно алевроито-глинистыми осадками. Комплекс соответствует алевроито-глинистой континентально-морской формации. Мощность комплекса на шельфе составляет 0,8–1,2 км, из которых на позднеплиоцен-четвертичные осадки приходится не более 100 м.

Структурно-тектоническое районирование осадочного чехла. Структура Лаптевского седиментационного бассейна включает в себя систему линейных рифтогенных грабенов с осадочным выполнением позднемелового – миоценового возраста, перекрытую покровным плиоцен-четвертичным комплексом. Эта структура представлена рис. 83 и 84 (в связи с малыми глубинами моря карты мощностей можно рассматривать как структурные карты по соответствующим опорным поверхностям).

В случаях, когда чехол бассейна подстилается слабодислоцированными платформенными слоями, суммарная мощность осадочного чехла, включая «промежуточный» этаж, соответственно увеличивается (хотя и обнимает генетически чуждые толщи). На участках, где бассейновый чехол ложится прямо на молодой складчатый фундамент, рисовка обеих карт совпадает; в иных случаях сравнение карт позволяет судить о взаимосвязи структурных планов, степени унаследованности и т. д.

Структурные карты построены по всей имеющейся на сегодня совокупности геолого-геофизических данных. По степени детальности они превосходят предшествующие подобные карты, что позволяет более четко индивидуализировать структурные формы и пытаться определить их генетическую принадлежность.

Структуры Западно-Лаптевской области. В юго-западной и западной частях этой области, трактуемой как акваториальное продолжение Сибирской платформы, наиболее явно выделяются структуры древнего, «добассейнового» заложения, не затронутые тектоническими процессами, связанными с раскрытием Евразийского бассейна.

Оленекско-Бегичевский грабен (рис. 83) в юго-западной части шельфа тянется от Оленекской протоки до района м. Цветкова (В. Таймыр). Являясь акваториальным ответвлением Оленекской зоны дислокаций, он выражен в гравитационном поле узкой линейной зоной отрицательных аномалий, в магнитном – положительными аномалиями.

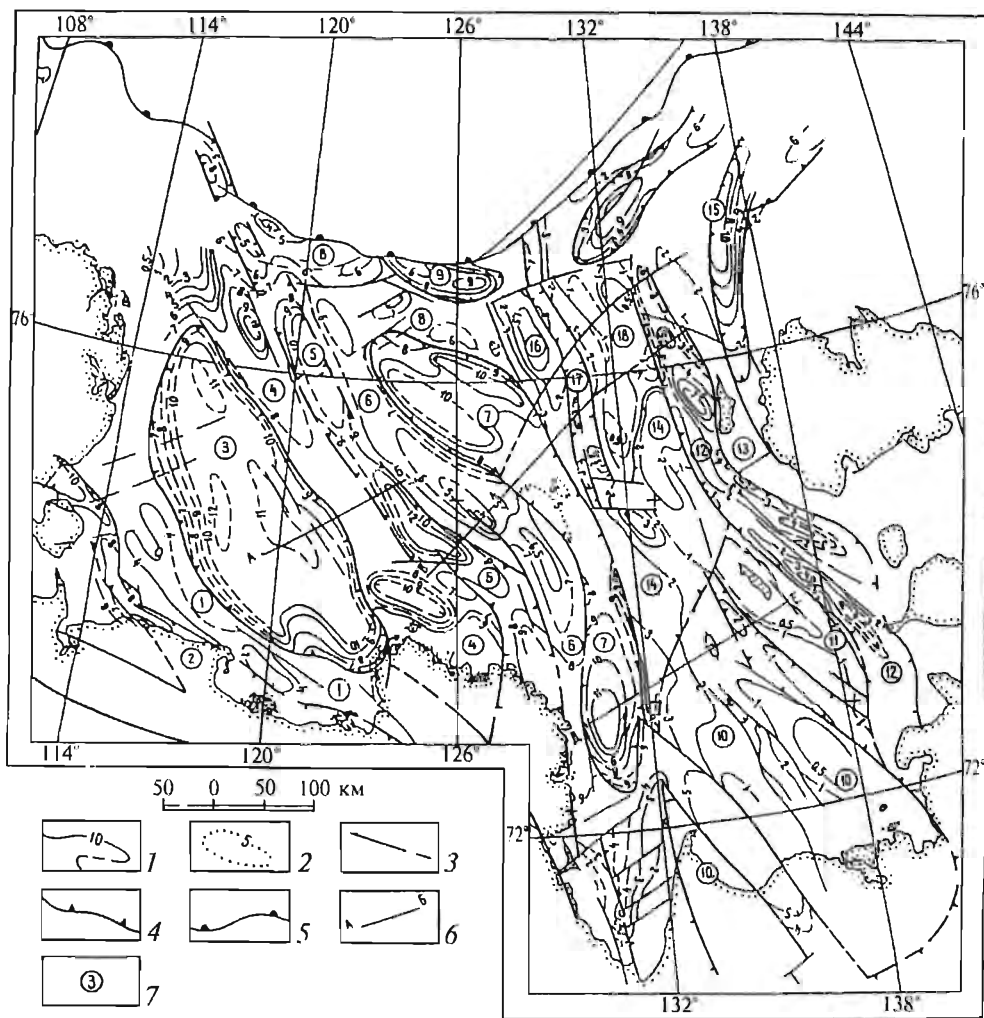


Рис. 83. Карта мощности осадочного чехла шельфа моря Лаптевых (сост. Б. И. Ким).

1 – изопакиты осадочного чехла (км); 2 – изопакиты неполной мощности чехла; 3 – разрывные нарушения; 4 – границы структур I порядка; 5 – бровка шельфа; 6 – сейсмогеологический профиль; 7 – структуры (номера в кружках): 1 – Лено-Таймырская зона пограничных поднятий, 2 – Оленекско-Бегичевский грабен, 3 – Южно-Лаптевский прогиб, 4 – Трофимовское поднятие, 5 – Усть-Ленский грабен, 6 – вал Минина, 7 – Омолойский прогиб, 8 – Западно-Лаптевское поднятие, 9 – Северо-Лаптевский окраинно-шельфовый прогиб, 10 – Шелонская структурная терраса, 11 – Столбовской горст, 12 – Бельковско-Святопо-ский прогиб, 13 – Бельковский горст, 14 – Санниковская седловина, 15 – Анисинский прогиб, 16 – Цент-рально-Лаптевский горст, 17 – Северо-Омолыйский грабен, 18 – Восточно-Лаптевское поднятие.

Наиболее контрастно выражено северо-западное разломное ограничение грабена, которое севернее о. Б. Бегичев плавно изменяет свое простирание на широтное и продолжается на побережье Таймыра крупной зоной нарушений (Мигай, 1952).

Максимальные амплитуды прогибания в грабене достигают 8–10 км. Он выполнен верхнерифейско-меловыми и плиоцен-четвертичными отложениями.

На сейсмических профилях, пересекающих грабен, отражающие горизонты прослеживаются местами с частой потерей корреляции (Секретов, 1993). Вероятно, от-

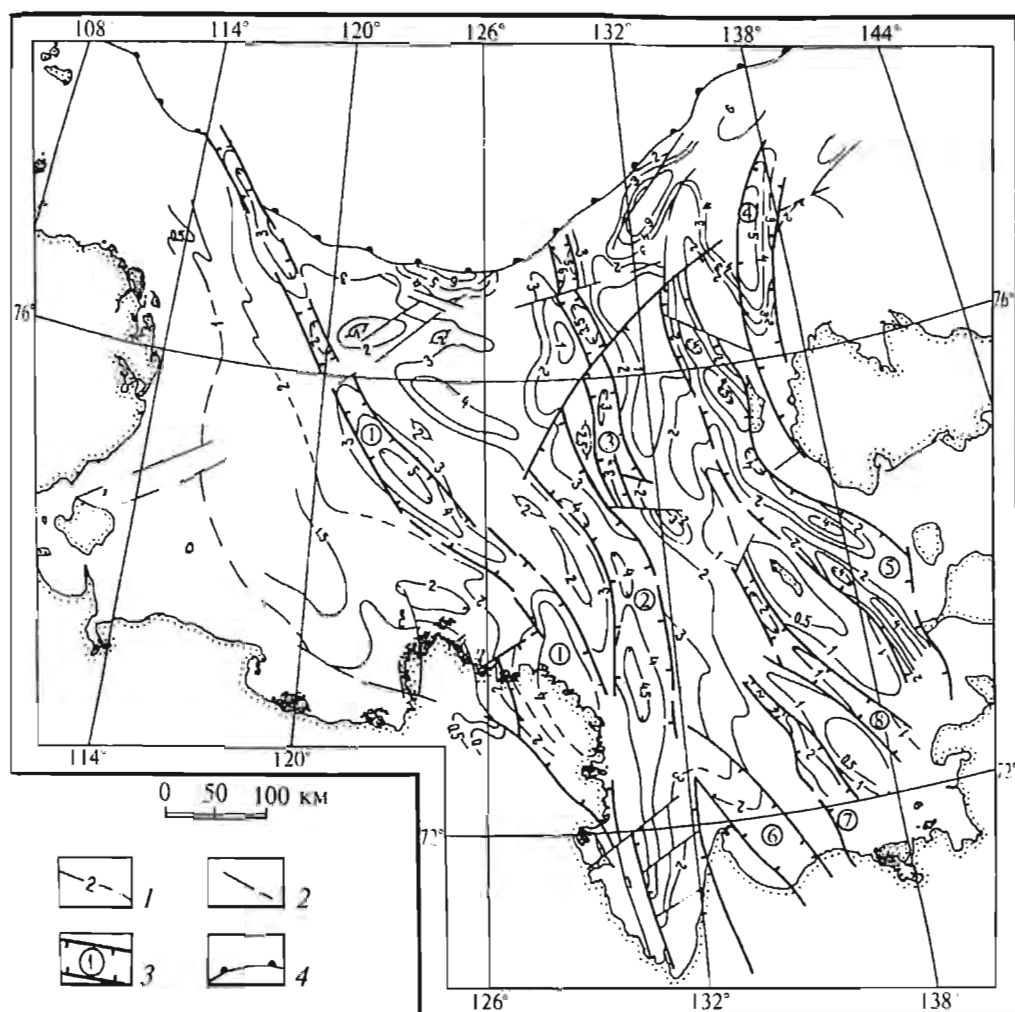


Рис. 84. Карта мощности верхнемеловых – кайнозойских отложений шельфа моря Лаптевых (сост. Б. И. Ким).

1 – изопакты верхнемеловых – кайнозойских отложений (в км); 2 – разрывные нарушения; 3 – грабены и приразломные прогибы (номера в кружках): 1 – Усть-Ленский, 2 – Омолойский, 3 – Северо-Омолойский, 4 – Анисинский, 5 – Бельковско-Святоносский, 6 – Усть-Янский, 7 – Чондонский, 8 – Широкоостровский; 4 – бровка шельфа.

ложения в нем умеренно дислоцированы позднекиммерийской складчатостью, что позволяет относить их к чехлу промежуточного структурного этажа. На м. Цветкова, куда, вырождаясь, прослеживается грабен, позднекиммерийский тектогенез наложился на уже сформированные здесь структуры ранних киммерид и проявился в неширокой (15–20 км) полосе. В пределах упомянутой выше широтно ориентированной разломной зоны юрские отложения смяты в складки с углами до 28–35°. Это обстоятельство послужило основанием для ряда исследователей (Виноградов, Драчев, 2000) предполагать широкое развитие структур Верхояно-Колымской складчатой системы на шельфе. Однако как к северу, так и непосредственно к югу от этой

зоны проявления позднекимерийской складчатости ослабевают, выражаясь в пологих структурах, сложенных юрскими и меловыми отложениями (Мигай, 1952). На остальной площади Таймыра юра и мел находятся в чехольном залегании.

Лено-Таймырская зона пограничных поднятий (рис. 83) в прибрежной полосе моря отделяет собственно платформенные структуры шельфа от структур Оленекско-Бегичевского авлакогена и является компенсационной структурой по отношению к последнему. Впервые зона была выделена В. А. Виноградовым (Геологическое строение..., 1984). В поле силы тяжести структура выражена контрастными положительными аномалиями, тяготеющими к зонам глубинных разломов, выделенным по магнитометрическим данным. На сейсмических профилях МОВ и КМПВ, пересекающих зону вкрест простирания, она фиксируется подъемом поверхности фундамента и сокращенной мощностью всех без исключения сейсмокомплексов в разрезе чехла, а на некоторых участках – выпадением из разреза комплексов верхнего рифея – венда, а также нижнего – среднего палеозоя. Наиболее контрастное поднятие находится в дельте р. Лена и известно под названием Усть-Ленского гравитационного максимума (Тектоника Восточно-Арктического..., 1974), который отождествляется с высоко поднятым блоком архейского кристаллического фундамента. На о. Сардах, расположенном в пределах упомянутого максимума, породы фундамента присутствуют в неогеновых конгломератах в виде крупных валунов и глыб (до 1,5–2 м) гнейсов, плагиогнейсов и гранито-гнейсов (Виноградов, Горина, 1971). Здесь же В. А. Виноградовым были установлены породы, идентичные породам венда, верхнего палеозоя, мезозоя и палеогена из прилегающих структур. Мощность осадочного чехла в пределах зоны изменяется от 100–150 м до 2–4 км. К зоне приурочены эпицентры землетрясений с магнитудой 4–5 (Аветисов, 1996).

Южно-Лаптевский прогиб (рис. 85) является определяющей структурой юго-западной части Лаптевского шельфа. Эта крупная (370×150 км), овальной формы депрессия, имеющая спокойные, безразломные ограничения, тянется от дельты Лены до Таймыра, где замыкается, далеко не достигнув края шельфа и отделяясь от него выраженным подъемом докембрийского фундамента. В поле силы тяжести структура характеризуется пониженными значениями аномалий. Прогиб асимметричен: юго-западное крыло более крутое, чем северо-восточное. У южного замыкания и в центральной части прогиба по сейсмическим данным устанавливается валообразное поднятие, унаследованное от структуры фундамента.

Осадочное выполнение прогиба составляет 11–12 км (рис. 83). Мощность отложений, относимых к верхнерифейско-среднепалеозойскому комплексу, оценивается в 7,5, верхнему палеозою – нижнему мелу – 2,8 км. Распределение мощностей чехла молодого седиментационного бассейна (K_2 – Kz) не контролируется структурой Южно-Лаптевского прогиба; отмечается (рис. 84) общее увеличение мощности с запада на восток от 1 до 2 км.

Очевидно, Южно-Лаптевский прогиб следует рассматривать как окраинно-платформенную структуру древнего заложения, унаследованно развивавшуюся с позднего докембрия и не затронутую молодыми рифтогенными процессами.

С восточной стороны Южно-Лаптевский прогиб ограничивает линейная приподнятая зона, выделяемая как *Трофимовское поднятие* и устанавливаемая как по поднятию фундамента, так и по сокращению мощности чехла до 6–7 км с частичным выпадением нижнепалеозойских горизонтов разреза. На северном и южном окончаниях поднятие осложнено двумя отрицательными структурами, где появляются ниже-среднепалеозойские слои и мощность чехла увеличивается до 10 км. Южная, известная под названием Дунайской впадины, развита на ступенчато опущенном

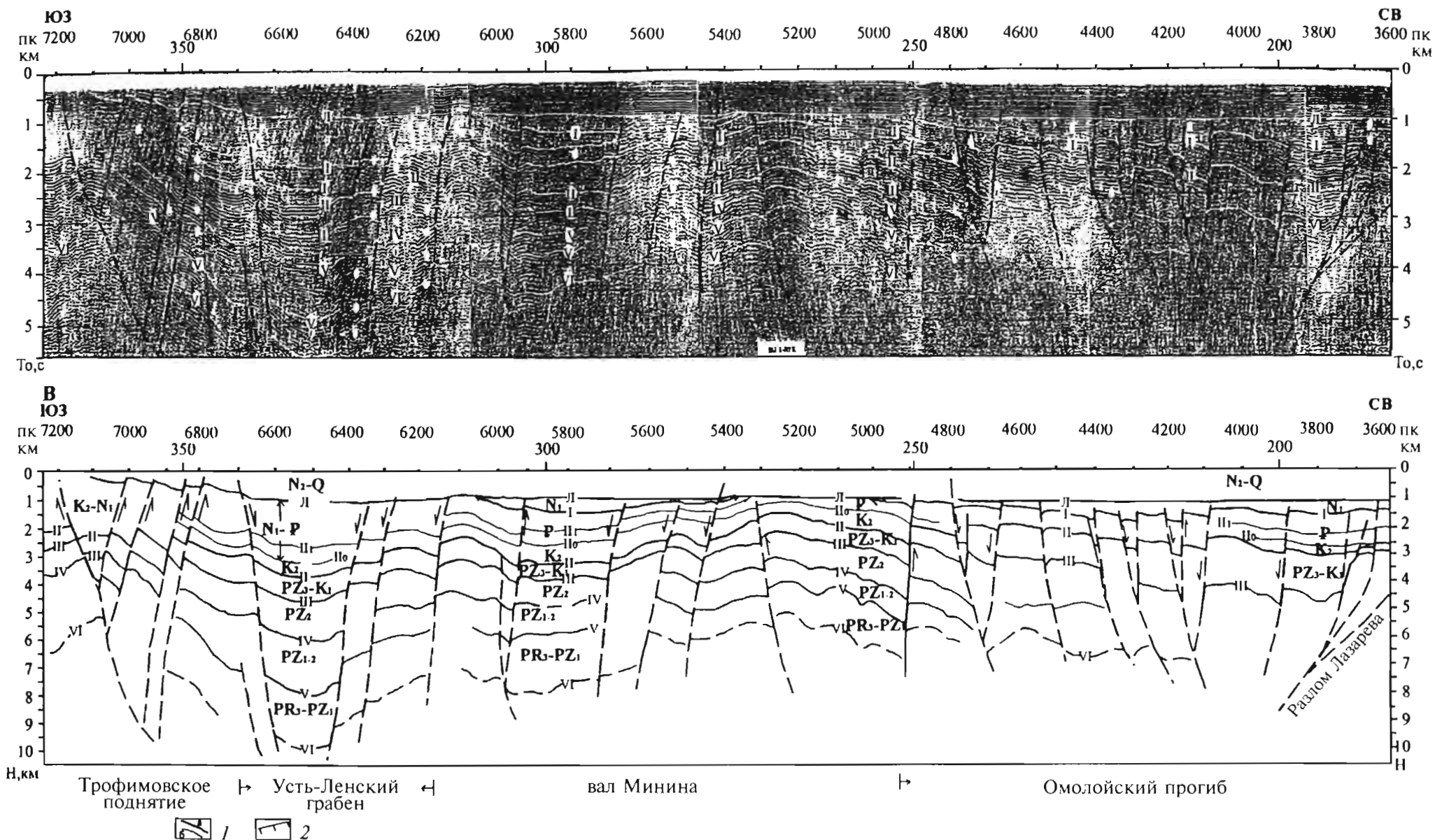


Рис. 86. Временной и глубинный сейсмогеологические разрезы МОГТ профиля МАГЭ 86705 (юго-западная часть) по линии В-Г, см. рис. 83. Интерпретация Н. М. Ивановой и Б. И. Кима.

1 - отражающие горизонты (а - опорные, б - прочие); 2 - положение в разрезе границ по данным КМПВ.

блоке по отношению к горсту, в пределах которого зафиксирован Усть-Ленский гравитационный максимум.

Расположенный восточнее *Усть-Ленский грабен* является крайним западным представителем структур, формирующих систему позднемеловых – кайнозойских рифтов на шельфе моря Лаптевых. Для них характерен ряд признаков и особенностей, из которых главными являются линейность и общая протяженность структур, намного превышающая их ширину; разломный характер границ, выраженных сбросами; асимметричность поперечного профиля; компенсированность или перекомпенсированность осадками; приуроченная к ним сейсмичность и подъем поверхности М под ними.

Усть-Ленский грабен (рис. 83 и 84) тянется на 600 при ширине 30–40 км (на юге до 75 км) от дельты Лены до материкового склона, где ограничивающие его разломы сливаются с зоной разломов, приуроченных к западному континентальному склону Евразийского бассейна.

В таком конкретном виде структура выделяется здесь впервые, ранее это название употреблялось в более широком объеме. Так, С. С. Драчев (Drachev et al., 1998) понимает под Усть-Ленским рифтом зону растяжения шириной до 300 км, включающую в себя наши Усть-Ленский и Омолойский грабены и разделяющие их поднятия. Немецкие исследователи (End Bericht..., 1999) именуют Усть-Ленским рифтом всю Западно-Лаптевскую область (в нашем понимании).

В гравитационном поле Усть-Ленскому грабену отвечают отрицательные и относительно пониженные аномалии. Амплитуда смещения по ограничивающим грабен разломам колеблется от сотен метров до 2 км (Иванова и др., 1989). По простиранию он осложнен небольшими поднятиями. Максимальная мощность осадочного чехла в грабене составляет 10–12 (рис. 83), уменьшаясь до 8–9 км в пределах поднятий. Верхнерифейско-нижнемеловой комплекс достигает мощности 7 км, причем на ряде профилей отмечается увеличение до максимальной мощности рифейско-вендских и ниже-среднепалеозойских отложений. В региональном плане мощность отложений промежуточного этажа уменьшается по направлению к бровке шельфа за счет выпадения из разреза отдельных горизонтов.

Мощность бассейнового чехла в пределах грабена составляет 3,5–5,0 км, в том числе верхний мел до 0,7, палеоген до 2,3, миоцен до 1,2, плиоцен – четвертичный покров – до 0,8 км.

Соотношение структурных планов по подошве осадочного чехла и подошве верхнемеловых отложений показывает, что верхнемеловая – кайнозойская структура местами наследует прогиб рифейского и палеозойского возраста, но в целом дискордантно наложена на более древний структурный план (Грамберг и др., 1990). На юге грабен прослеживается в пределах восточной части дельты Лены, на прилегающем побережье его продолжение представлено небольшими грабенами Кендейским и Кунгинским, также имеющими северо-западное простирание.

На рифтогенную природу грабена указывает подъем поверхности М до 27–30 км в крайней северо-восточной части дельты Лены, по данным МОВЗ, и установленное аномально низкое значение (7,5 км/с) граничной скорости для раздела М (Аветисов, Гусева, 1991; Аветисов, 1996). К осевой зоне грабена приурочена концентрация эпицентров землетрясений с магнитудой 4–5 (Аветисов, 1996).

Усть-Ленский грабен занимает специфическую структурную позицию в системе океан – окраина континента, располагаясь на непосредственном продолжении на шельф трансрегиональной шовной зоны, отвечающей западному, Баренцево-Карскому, борту Евразийского бассейна. На противоположном борту бассейна, возможно, сходное

положение занимает Анисинский прогиб, продолжающий структуру склона хр. Ломоносова. Эти шовные зоны – преобразованные борта инициального рифтогенного шва – сопрягаются с периокеаническими прогибами. Благодаря специфике структурной позиции моря Лаптевых (Т-образное сочленение) здесь они не следуют вдоль континентального склона, а также торцом внедряются в глубь шельфа.

Вал Мишина разделяет Усть-Ленский грабен и Омолойский прогиб. В поле силы тяжести вал выражен повышенными положительными значениями аномалий, причем максимальные фиксируются на его южном, субмеридиональном участке. На сейсмических профилях вал фиксируется по всем отражающим горизонтам чехла вплоть до поверхности предмиоценового выравнивания. Контрастность структуры увеличивается вниз по разрезу от 0,3–0,5 км по подошве верхнемеловых отложений до 1–1,5 км по фундаменту. Ограничения структуры преимущественно разломные. Мощность осадочного чехла колеблется от 5 до 7, в том числе в верхнем мелу – кайнозое – до 1,8 км.

Омолойский прогиб в выделяемых границах рассматривается впервые (рис. 83). На востоке его естественной границей служит зона Лазаревского разлома (End Bericht..., 1999), отделяющая на шельфе структуры акваториального продолжения Сибирской платформы от складчатых мезозойд (рис. 86 и 87). По тектонической позиции, истории формирования и конфигурации его можно рассматривать как аналог Предверхожанского прогиба. Прогиб состоит из двух вытянутых в плане депрессий, разделенных седловиной. Северная имеет северо-западное простирание и в прибрежных частях осложнена протяженными (до 130 км) узкими впадинами, выполненными отложениями, относимыми к верхнему палеозою – кайнозою мощностью до 10 км. На севере, не достигнув бровки шельфа, депрессия ограничивается поднятием фундамента. Южная депрессия имеет меридиональное простирание, на большей своей части ограничена разломами и представляет собой грабен с осадочным чехлом мощностью до 11,5 км. Как и в Усть-Ленском грабене, здесь отмечается максимальное увеличение мощности нижних, позднедокембрийских, горизонтов чехла.

Структура по подошве бассейновых отложений (рис. 84) четко наследует структурный план южной, меридиональной депрессии, образуя здесь глубокий грабен, выполненный отложениями верхнего мела – палеогена (2,6 км) и миоцена (1,1 км) и перекрытый плиоцен-четвертичным плащом (0,9 км). Южное замыкание структуры фиксируется на побережье губы Буор-Хая, где на его продолжении расположены два грабена (Омолойский и Хараулахский), выполненные кайнозойскими осадками и также имеющие меридиональное простирание.

На рифтогенную природу грабена указывает приуроченная к нему линейная зона сгущения эпицентров землетрясений с магнитудой менее 4 и установленное аномально низкое значение граничной скорости (7,5 км/с) для раздела М в губе Буор-Хая, что связано с наличием разуплотненной верхней мантии в его основании на глубине 28–31 км (Аветисов, Гусева, 1991; Аветисов, 1996).

В северную депрессию Омолойского прогиба рифтогенная структура непосредственно не переходит, хотя и здесь область наибольшего прогибания по подошве бассейнового чехла совпадает с осевой линией мульды (рис. 83 и 84). Возможно, в качестве сквозной рифтогенной структуры, идущей от губы Буор-Хая до бровки шельфа, следует рассматривать грабен, приуроченный к южной части Омолойского прогиба, плюс незначительно смещенный к востоку по широтному разлому Северо-Омолойский грабен, описание которого дано ниже.

Западно-Лаптевское поднятие является северным структурным ограничением Омолойского прогиба (рис. 83). В поле силы тяжести подъему фундамента отвеча-

Южно-Лаптевский прогиб

← Трофимовское поднятие → Усть-Ленский грабен

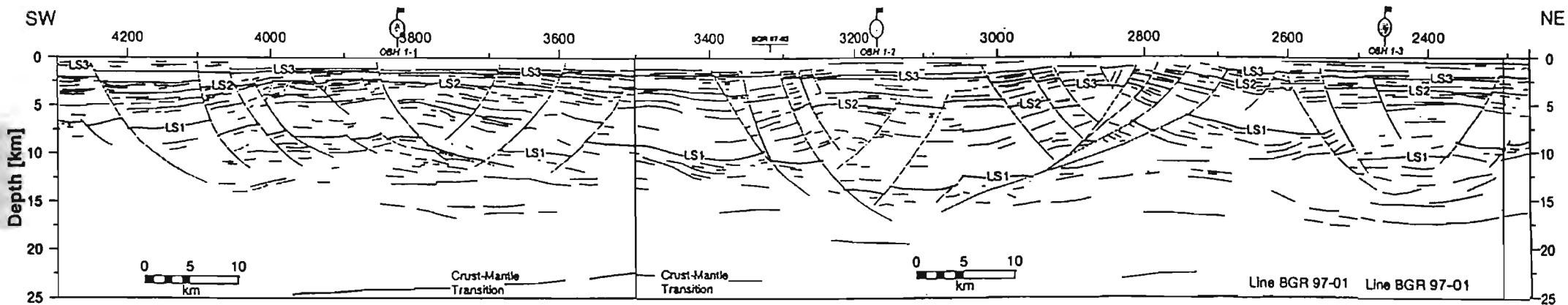


Рис. 85. Фрагмент глубинного сейсмического разреза профиля BGR 97-01 по линии А-Б, см. рис. 83 (структурная интерпретация по Б. И. Киму).

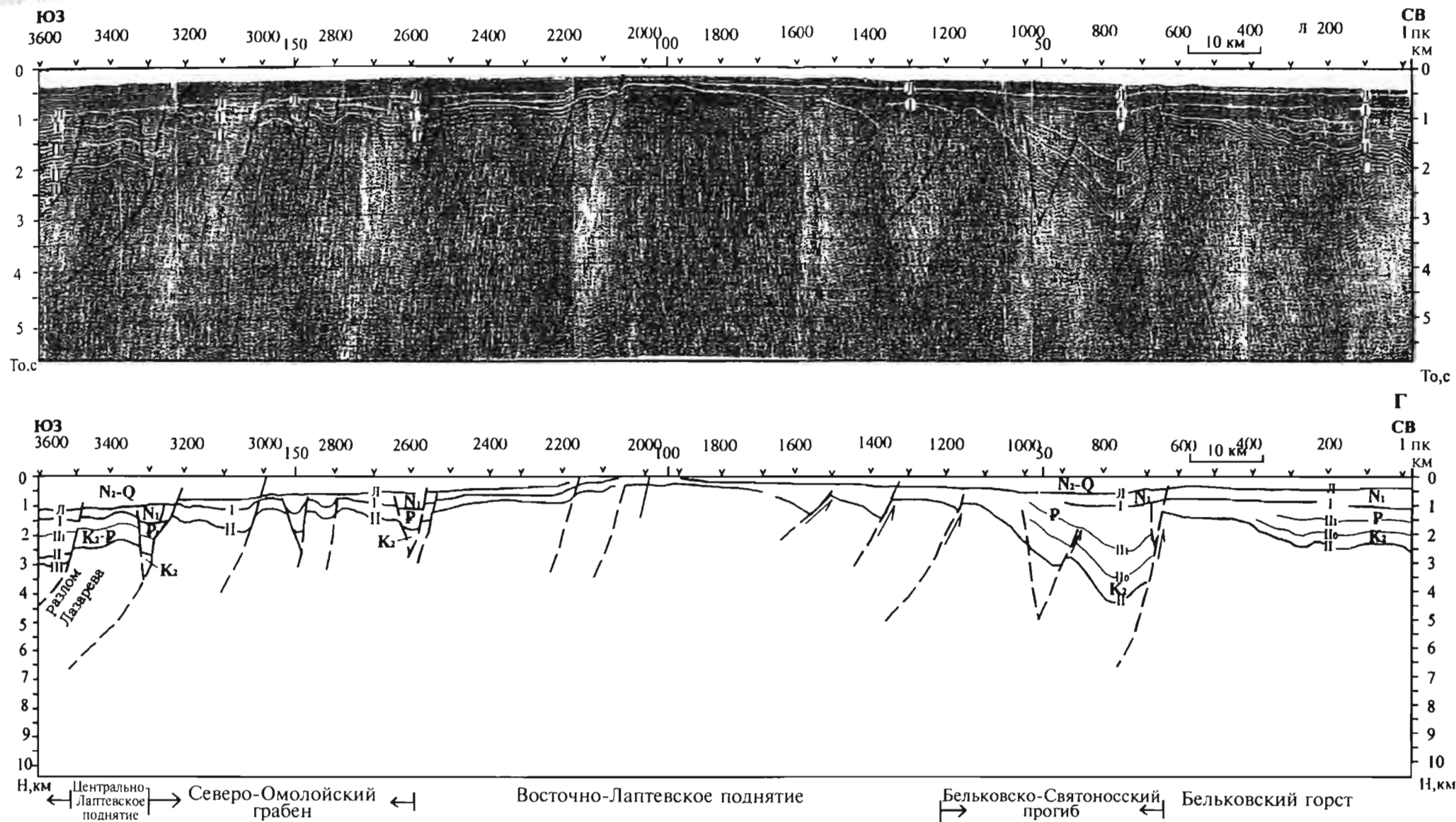


Рис. 87. Временной и глубинный сейсмогеологические разрезы МОГТ профиля МАГЭ 86705 (северо-восточная часть) по линии В-Г, см. рис. 83.

Усл. обозн. см. на рис. 86.

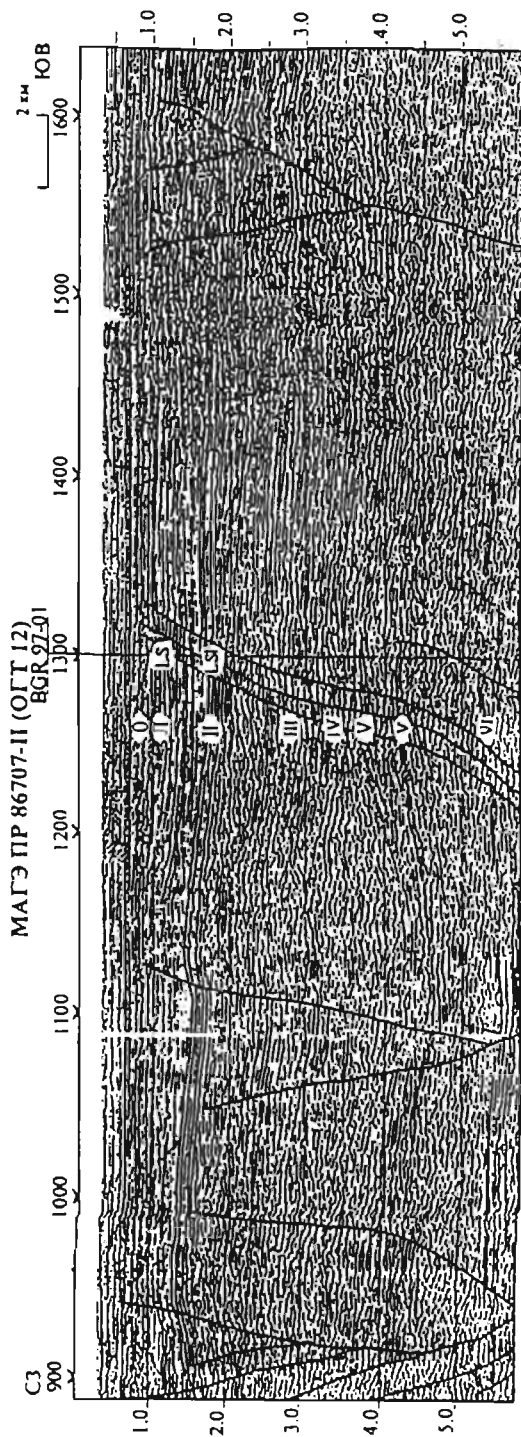
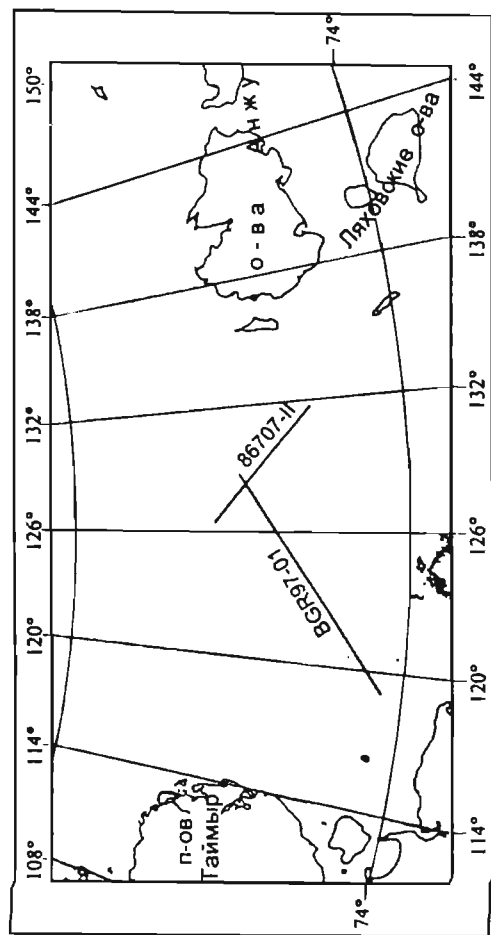
ют положительные значения аномалий, в рельефе в нем отмечено широкое развитие абразионно-эрозионных останцов, свидетельствующих о размыве. Образование поднятия во многом обусловлено подвижками по двум пересекающимся системам разломов, отвечающим соответственно ограничению Усть-Ленского грабена и Хатангско-Ломоносовскому линейamentу. На большей части поднятия мощность чехла колеблется от 4 до 6 км, из которых более половины принадлежит верхнемеловому – кайнозойскому комплексу.

Наконец, *Северо-Лаптевский окраинно-шельфовый прогиб* (рис. 83) заходит на шельф своим юго-восточным замыканием, ограничиваясь с востока зоной все того же Лазаревского разлома. Мощность отложений, относимых к верхнему палеозою – нижнему мелу, составляет в пределах прогиба 4, верхнему мелу – кайнозою – 5 км. При этом наибольшие мощности падают на отложения верхнего мела – нижнего палеоцена – 1,3 км и верхнего палеоцена – олигоцена – 2,6 км. Преобладание в разрезе бассейнового чехла более древних – меловых и палеогеновых слоев – свойственно уже континентальному склону Евразийского бассейна.

Структуры Восточно-Лаптевской области. Выше упоминалось, что граница между структурами акваториального продолжения Сибирской платформы и позднекиммерийской складчатой системы на шельфе моря Лаптевых примерно совпадает с выделенным немецкими исследователями Лазаревским разломом (MV A. Lazarev Fault). Без названия разлом был впервые выделен Н. М. Ивановой и др. (1989) по результатам сейсмических работ, отчетливо выражен он и в гравитационном поле. Соответственно к западу от этой границы мощность чехла резко возрастает за счет «промежуточного» (рифей – нижний мел) этажа. По альтернативной концепции, чехол на шельфе имеет кайнозойский (End Bericht..., 1997, 1999) или верхнемеловой – кайнозойский (Виноградов, Драчев, 2000) возраст, а фундамент везде позднекиммерийский, в зоне разлома происходит его смещение с амплитудой до 5–7 км.

Разобраться в ситуации позволяет анализ разрезов двух пересекающихся сейсмических профилей, один из которых – немецкий (BGR 97-01) – ориентирован вкрест простиранию структур, второй – российский (МАГЭ 86707-11) – по простиранию (рис. 88). Точка пересечения расположена в зоне сочленения Омолойского грабена с горстовым поднятием складчатого позднекиммерийского фундамента. Мощность чехла в первом случае – до 10 км, во втором – 1,3–3,0 км.

Интерпретация профиля BGR, выполненная Б. И. Кимом и Н. М. Ивановой специально для настоящей работы, показывает, что в разрезе немецкого профиля (рис. 88 и 89) по линии его пересечения с профилем МАГЭ, т. е. к востоку от Лазаревского разлома, по К. Хинцу, ниже горизонта LSI (отождествляемого с акустическим фундаментом и соответствующего горизонту II на российском) прослеживаются еще несколько региональных рефлекторов, которые на российском профиле индексируются как горизонты III–VI. Три основных горизонта на разрезах профилей выделяются практически на одних и тех же временах: LSI (1,6 с) – II (1,6 с), V (4,0 и 4,1) и VI (5,2 и 5,3 с). Горизонт VI в западной части шельфа соотносится с акустическим фундаментом и отождествляется с верхнепротерозойским (гренвильским) складчатым основанием, горизонт V – с границей размыва в кровле карбонатных пород кембрия, а горизонт II – с подошвой верхнемелового комплекса. На обоих профилях горизонт VI, равно как и горизонты V, IV и III, прослеживаются не более чем на 10 км от линии пересечения и обрываются разломами, занимающими крайнее восточное положение на обоих профилях. Фактически это единый разлом, подсеченный в двух точках и отвечающий здесь границе «платформенной» и «складчатой»



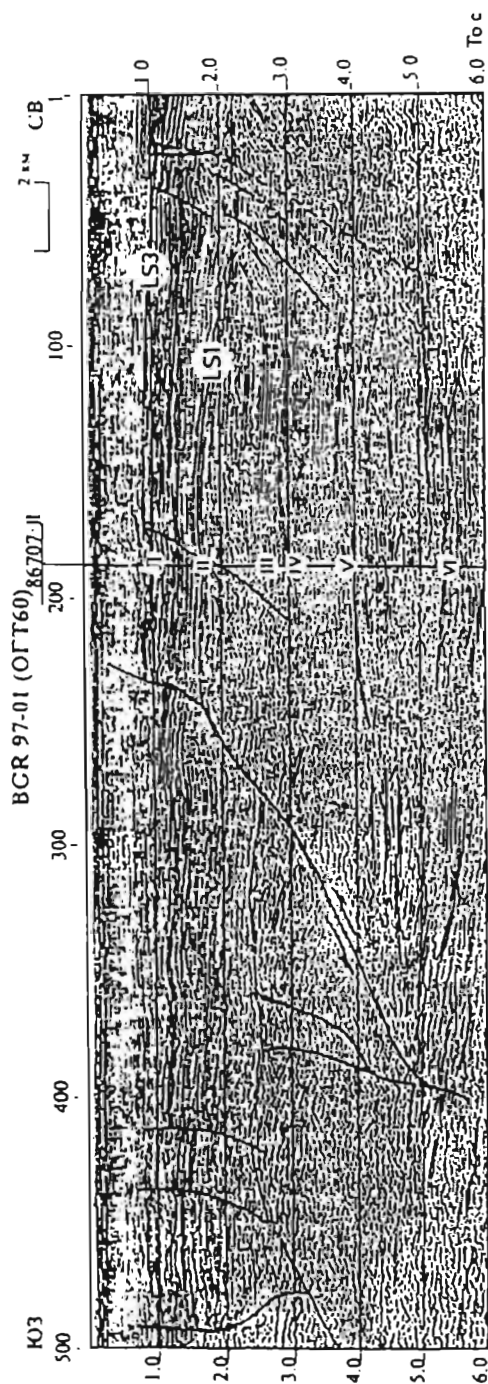


Рис. 88. Фрагменты временных сейсмических разрезов профилей МАГЭ 86707-II и BGR 97-01.

областей шельфа. Далее к востоку от этого разлома прослеживается только горизонт II – LSI, по данным немецких исследователей.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

– граница «платформенной» и «складчатой» областей шельфа проходит в данном случае не строго по Лазаревскому разлому, а в 30 км восточнее, в пределах той же разломной зоны (рис. 89);

– к западу от этой границы ниже горизонта LSI (кровля фундамента, по данным немецких исследователей) залегает мощный стратифицированный разрез, относящийся к «промежуточному» структурному этажу.

Интересно отметить, что на сейсмическом профиле, идущем от южной оконечности о. Столбовой до северо-восточной оконечности дельты р. Лена, хорошо видно, как верхнемеловой – кайнозойский комплекс (представляющий собой осадочный чехол на востоке) нарастается в разрезе юго-западной части профиля подстилающими сейсмокомплексами, относимыми к мезозою и палеозою платформы.

Представления о молодом (верхний мел – кайнозой или только кайнозой) возрасте осадочного чехла всего Лаптевского шельфа трудно объяснить с общегеологических позиций: по периферии бассейна отсутствует широкий орогенный пояс, наличие которого могло бы обеспечить накопление верхнемеловых – кайнозойских отложений такой огромной мощности (до 10–12 км) за столь короткий геологический отрезок времени.

Большая, западная часть Восточно-Лаптевской области в целом представляет собой зону высокого стояния позднекайнозойского складчатого основания (Лаптевский горст, по К. Хинцу; Восточно-Лаптевский горст, по С. С. Драчеву). Составлен-

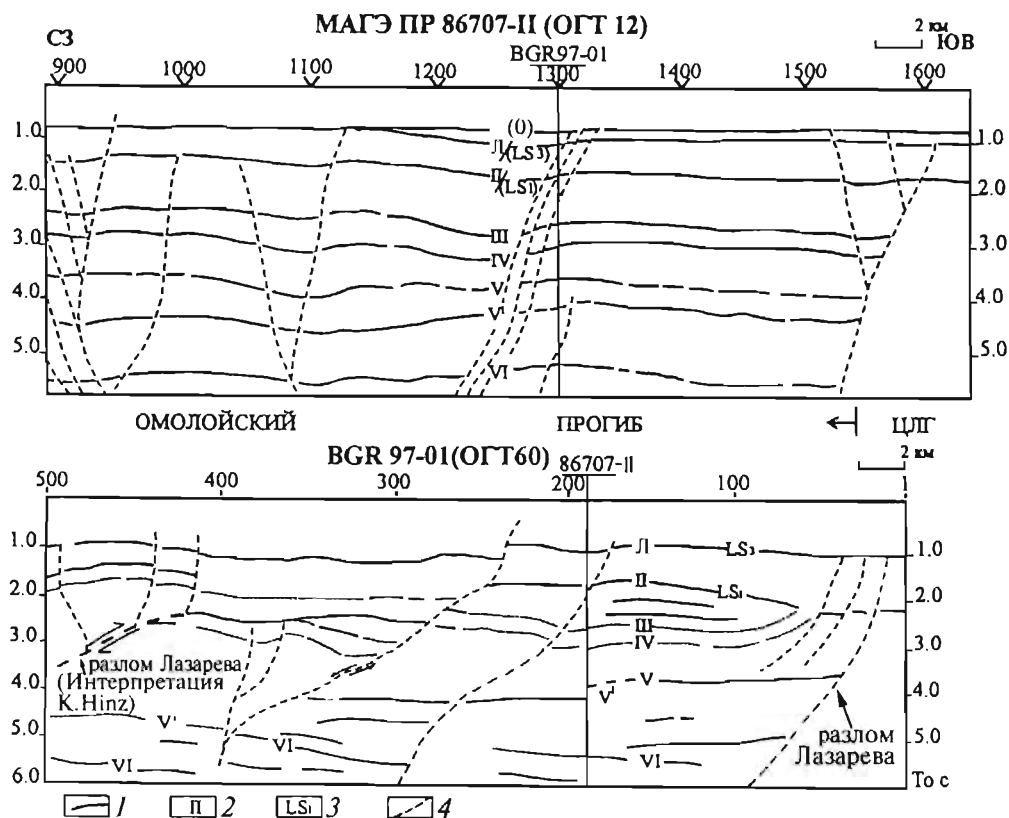
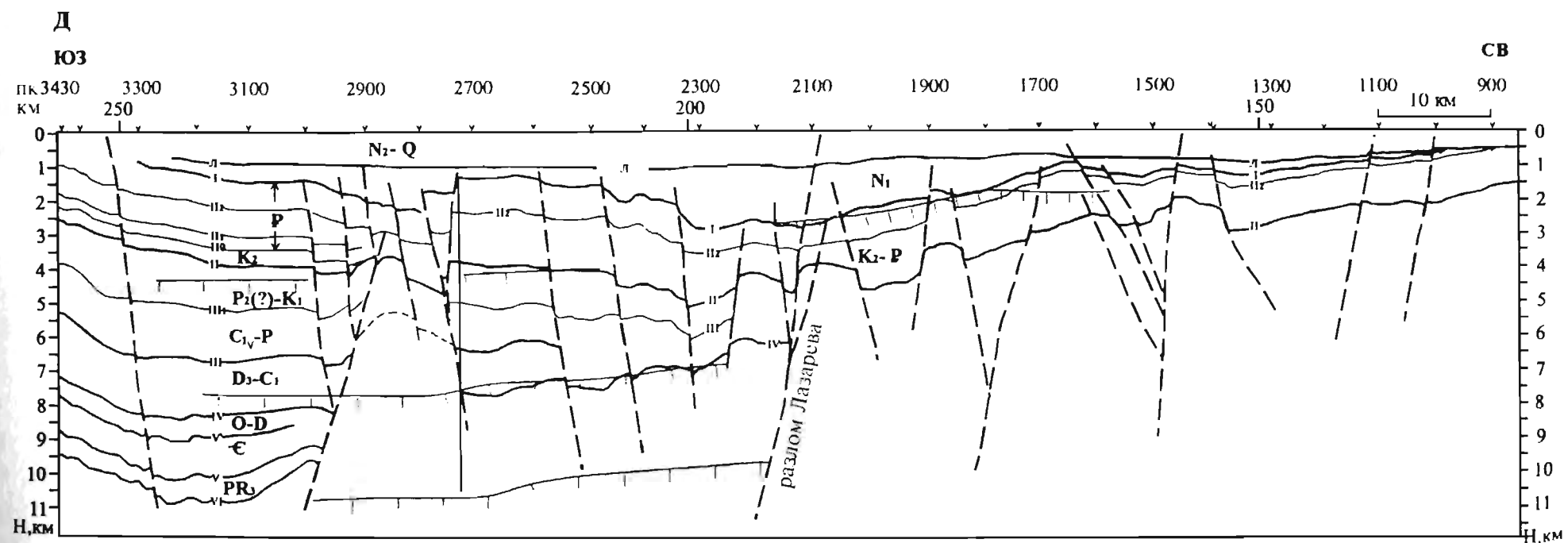
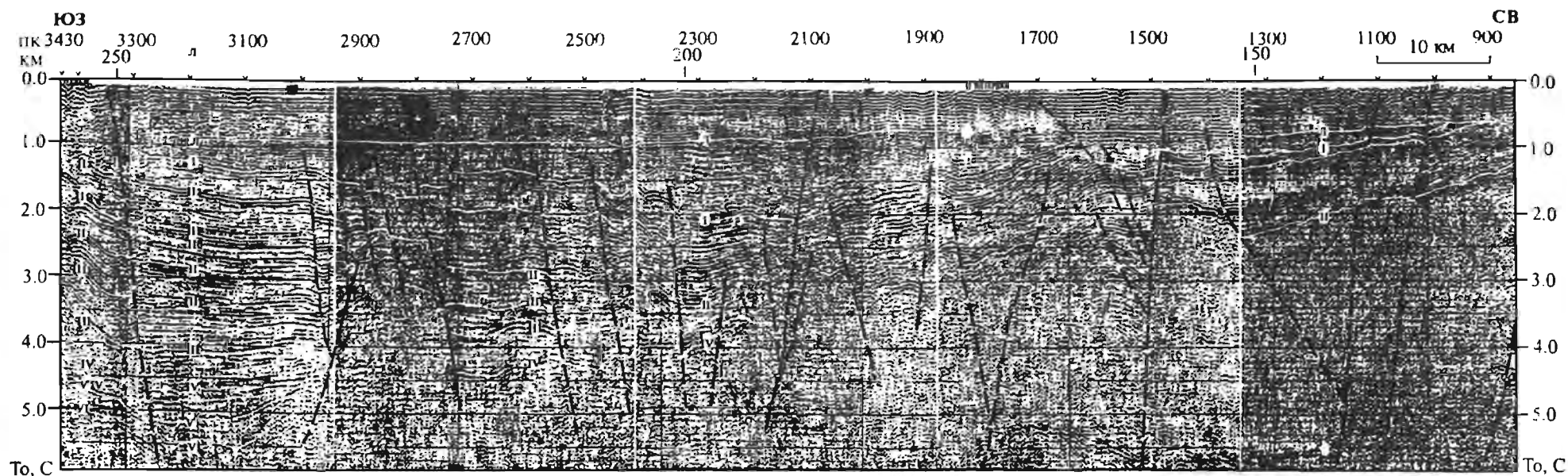


Рис. 89. Интерпретация и сопоставление фрагментов временных сейсмических разрезов профилей МАГЭ 86707-II и BGR 97-01 в зоне сочленения Центрально-Лаптевского горста (ЦЛГ) и Омолейского прогиба. Интерпретация Б. И. Кима и Н. М. Ивановой.

1 – отражающие горизонты, выделенные российскими исследователями при анализе профиля BGR 97-01; 2 – индексы отражающих горизонтов на профиле МАГЭ 86707-II; 3 – индексы отражающих горизонтов на профиле BGR 97-01; 4 – разрывные нарушения.

ная карта мощности осадочного чехла (рис. 84) позволяет выделить элементы, формирующие эту приподнятую зону.

Шелонская структурная терраса (рис. 84 и 90) расположена в крайней юго-восточной части шельфа и захватывает небольшую полосу прилегающей приморской низменности. В контуре террасы установлены песчаные банки Семеновская и Васильевская, бывшие до 50-х годов островами. В поле силы тяжести терраса выражена в основном положительными аномалиями. На геоморфологической карте северная часть террасы как положительная морфоструктура подчеркивается палеодолинами обтекания. В основании террасы предполагается Шелонский срединный массив, который в позднем палеозое – раннем мелу окаймлялся геосинклинальными прогибами и подвергался размыву (Геологическое строение..., 1984). Границы террасы имеют разломный характер. Мощность верхнемелового – кайнозойского чехла составляет около 0,5, увеличиваясь до 2 км в грабенах – Чондонском, Широкогонском, Усгь-Янском (рис. 83), осложняющих южную часть террасы. Эпицентры землетрясений с магнитудой 4–4,5 тяготеют к разлому, разделяющему террасу и горст о. Столбовой.



Омолыйский прогиб

Шелонская структурная терраса



Рис. 90. Временной и глубинный сейсмогеологические разрезы МОГТ профиля МАГЭ 87723 (юго-западная часть) по линии Д-Е, см. рис. 83. Интерпретация Н. М. Ивановой и Б. И. Кима.

1 – отражающие горизонты (а – опорные, б – прочие); 2 – положение в разрезе границ по данным КМПВ.

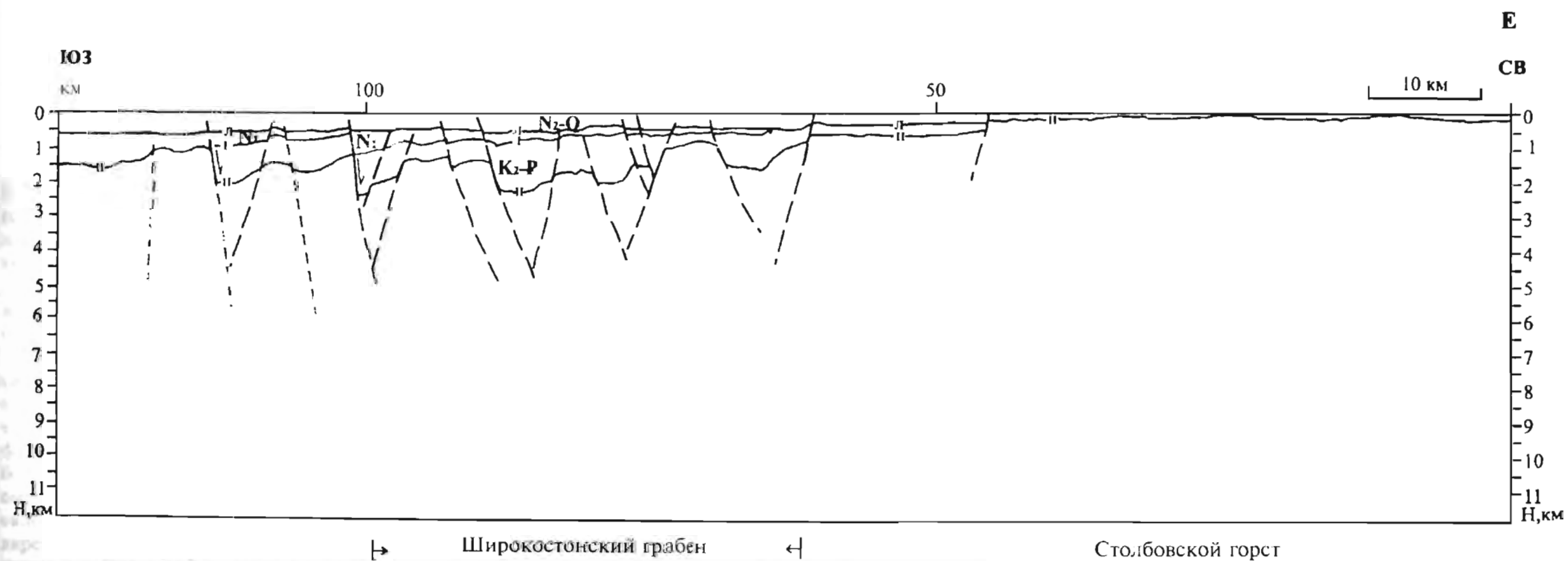
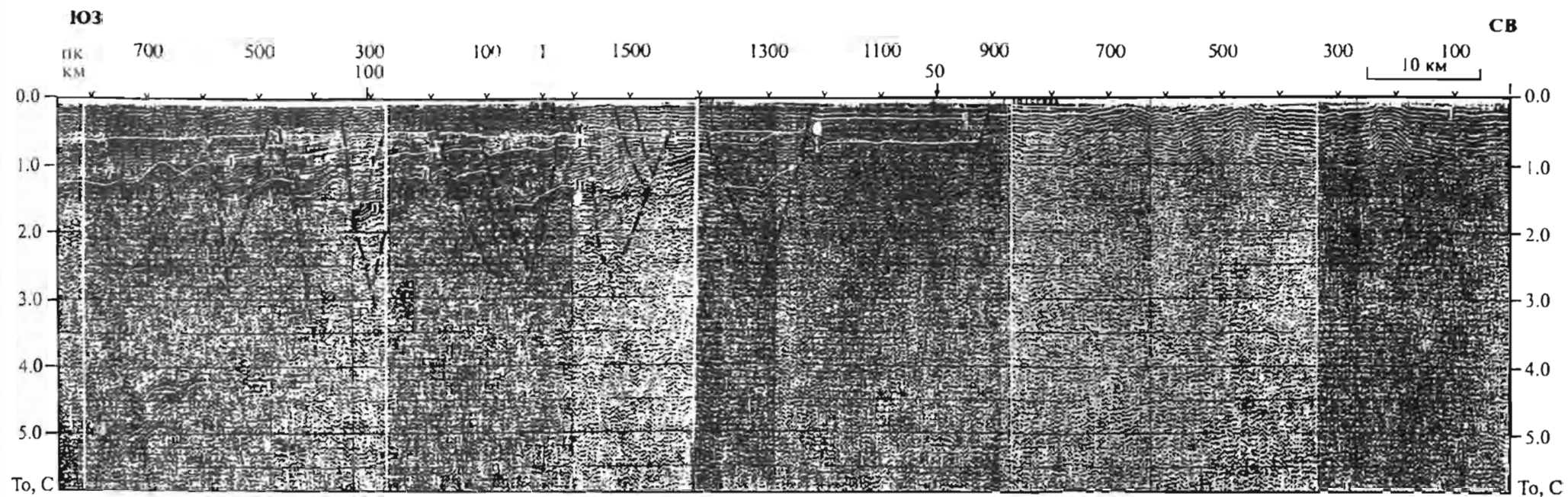


Рис. 91. Временной и глубинный сейсмогеологические разрезы МОГТ профиля МАГЭ 87723 (северо-восточная часть) по линии Д-Е, см. рис. 83.

Усл. обозн. см. на рис. 90.

Санниковская седловина разделяет Шелонскую структурную террасу и расположенные на севере горстовидные поднятия и выступает как положительная структура по отношению к примыкающим с запада и востока грабенам. В поле силы тяжести седловине отвечают в основном пониженные значения аномалий. Ее западная граница приурочена к зоне Лазаревского разлома, восточная – к флексурно-разломным ограничениям Бельковского-Святоносского прогиба. На геоморфологической карте в пределах седловины фиксируется самая молодая по возрасту (поздний голоцен) субгоризонтальная поверхность выравнивания в поле развития более древней, указывая на процессы современного опускания. В пределы седловины продолжается разлом на западном ограничении Столбовского горста, к которому приурочена линейная зона эпицентров слабых землетрясений. Широтный разлом в центральной части седловины ограничивает наиболее опущенный в ней южный участок. Мощность осадков здесь достигает 3–3,5 (End Bericht..., 1999), в северной части сокращается до 2–2,5 км.

Столбовской горст примыкает с востока к Санниковской седловине и включает одноименный остров и прилегающую к нему площадь шельфа с глубинами, не превышающими 20 м. В юго-восточной части он осложнен меридиональным разломом, по которому юго-восточный блок опущен по отношению к северо-западному. Мощность осадочного чехла, представленного здесь плиоцен-четвертичными осадками, составляет 150–500 м. В юго-восточном опущенном блоке максимальная мощность кайнозойского чехла составляет 0,5 км (рис. 91).

Наконец, северное окончание рассматриваемой зоны составляют два горста (поднятия), разделенные узким линейным грабеном: *Центрально-Лаптевский* и *Восточно-Лаптевский* (рис. 83). В поле силы тяжести горстам отвечают повышенные значения аномалий, в рельефе фиксируется развитие абразионно-эрозионных останцов. Оба горста разбиты разломами на ступенчато смещенные блоки. Мощность верхнемелового – кайнозойского чехла в Центрально-Лаптевском горсте составляет 1,3–3,0 км. В Восточно-Лаптевском разрез начинается с миоцена и общая мощность чехла не превышает 0,5–1,5 км.

Описанную выше зону высокого стояния позднекиммерийского фундамента (Лаптевский горст, по данным немецких исследователей) в ее северной части пересекает впервые выделяемый *Северо-Омолыйский грабен* (рис. 84), который расположен на одной линии с рифтовой долиной хр. Гаккеля, прослеженной сейсмическими профилями МАГЭ под чехлом континентального подножия Евразийского бассейна до 70°30' с. ш. и предположительно может рассматриваться как его прямое продолжение на шельф. По батиметрическим данным в зоне сочленения выделяется грабенообразный каньон шириной до 20 км.

На шельфе Северо-Омолыйский грабен имеет ширину около 25 км и протягивается в субмеридиональном направлении от бровки шельфа на юг до 75° с. ш., где имеет «слепое» окончание. Амплитуды смещения в бортах достигают 2 км. В поле силы тяжести грабену отвечают пониженные значения аномалий. Наиболее отчетливо он фиксируется на карте остаточных гравитационных аномалий. По простиранию грабен разбит разломами северо-восточной ориентировки на три звена, последовательно смещенных к западу и ступенчато опущенных в направлении континентального склона. Российские и немецкие сейсмические профили, пересекающие структуру вкрест простиранию, фиксируют изменение глубины грабена и мощности выполняющих его отложений с севера на юг. В северном звене мощность верхнемеловых – кайнозойских отложений колеблется от 5 до 7 (End Bericht..., 1999), в среднем – от 3,6 до 6 км (при этом на долю верхнемеловых-палеогеновых приходится 2, миоце-

новых – I,1, плиоцен-четвертичных – 0,4 км), в южном не превышает 2,5–3 км. Все три звена грабена рассматриваются немецкими исследователями как зоны неогеновой деструкции земной коры (Ind Bericht..., 1999). По простиранию грабен осложнен параллельными разломами (рис. 84), которые либо образуют мини-грабены, разделенные небольшим горстом, либо ступенчато опущены относительно плечей. Аналогичная структурная картина была ранее установлена для рифтовой зоны на лаптевоморском окончании хр. Гаккеля (Kim, 1995). Линейная зона сгущения эпицентров землетрясений с магнитудой 4,5 (редко 5), трассирующих рифтовую долину хребта, непрерывно прослеживается до 76° с. ш. и на шельфе приурочена к Северо-Омолыйскому грабену.

Сочленение грабена с рифтом хр. Гаккеля происходит на простирании так называемой Хатанга-Ломоносовской аномальной зоны (сдвига, разлома), которая характеризуется выраженными положительными гравитационными аномалиями, по данным спутниковой съемки, и по диагонали сечет шельф моря Лаптевых. На шельфе природа аномалии не вполне очевидна, предположительно ее формирует разлом (сдвиг?) глубокого заложения, ограниченно проявленный в верхних горизонтах чехла. Представленные здесь карты (рис. 83 и 84) не демонстрируют существенных смещений в плане.

Как уже упоминалось, Северо-Омолыйский грабен, вероятно, входит в состав крупного меридионального рифта, протягивающегося до губы Буор-Хая. В северной части он наложен на структуры поздних киммерид. в южной – на структуры платформ, захватывая меридиональную часть Омолыйского прогиба (Граumberг, Деменицкая, Секретов, 1990).

Наконец, восточная часть Восточно-Лаптевской области, примыкающая к Новосибирским о-вам, занята отрицательными структурами. Это *Бельковско-Святоносский прогиб* (рис. 83 и 87) и кулисообразно расположенное к северо-востоку от него южное окончание *Анисинского прогиба*. Оба прогиба наложены на позднекиммерийские складчатые структуры и частично на Котельнический срединный массив и связаны с системой разломов, прослеживающихся с хр. Ломоносова. Бельковско-Святоносский горст тянется в северо-западном направлении на 530 км вдоль западного края Ломоносовско-Святоносской зоны блоковых поднятий и у южной оконечности о. Бельковский изменяет направление на субмеридиональное. С востока он граничит с горстом о. Бельковский, в обрывах которого фиксируются многочисленные крутопадающие сбросы. По сейсмическим данным, восточное ограничение прогиба представлено серией ступенчатых сбросов общей амплитудой до 3–4 км. На западе в зоне сочленения с Санниковской седловиной борт прогиба погружается к осевой части под углом до 10° и осложнен малоамплитудными нарушениями, на остальных участках его ограничения носят разломный характер. В наиболее широкой своей части прогиб осложнен узким продольным горстовым поднятием, разделяющим его на отрицательные асимметричные структуры второго порядка с мощностью верхнемеловых – кайнозойских осадков до 4–4,5 км. В погруженных и унаследованных от позднемезозойского структурного плана мульдах чехольный комплекс может включать отложения апт – альба (балыктахская свита – верхняя моласса). В северной части прогиба, где он наложен на Котельнический массив, мощность осадочного чехла увеличивается до 7–7,5 км, вероятно, за счет отложений верхнего палеозоя – нижнего мела, на долю которых приходится 2–2,5 км мощности. К прогибу приурочена линейная зона эпицентров землетрясений с магнитудой менее 4 (Kim, 1993). По данным Г. П. Аветисова (1982), устанавливается наличие валообразного поднятия по поверхности М в той части шельфа, где развит прогиб.

Южное окончание *Анисинского прогиба*, аналогичного по тектонической природе Бельковско-Святоносскому, фиксируется в проливе Заря между о-вами Бельковский и Котельный. Здесь в береговых обрывах обоих островов установлены сбросы, выраженные зонами тектонических брекчий мощностью до 30 м, а палеогеновые и неогеновые отложения, сохранившиеся на отдельных участках, залегают с резким угловым несогласием на складчатом палеозое (Геологическое строение..., 1984). В изученной части прогиб выполнен мощной (до 10–11 км) толщей предположительно позднепалеозойско-кайнозойских отложений, из которых на верхний мел – кайнозой приходится 5,5 км.

Бельковский горст отделяет северное окончание Бельковско-Святоносского прогиба от южного окончания Анисинского. Вытянутый в субмеридиональном направлении на 200 км, он разделен разломом на два блока. Южный блок, включающий сам о. Бельковский, сложен дислоцированными отложениями палеозоя, представляющими фундамент позднекеммерийского возраста. Характерной чертой собственно о. Бельковский являются V-образные и каньонообразные поперечные профили русел ручьев, свидетельствующие об его активном поднятии. Мощность кайнозойских отложений в южном блоке (вне острова) не превышает 500–700 м. Северный блок ступенчато опущен по отношению к южному. Максимальная мощность осадочного чехла в нем составляет 2–2,5 км (K. Hinz, 1999).

История геологического развития Лаптевского бассейна. Историю геологического развития Лаптевского седиментационного бассейна целесообразно рассматривать, начиная с рубежа нижнего и верхнего мела (альб – сеноман), т. е. с границы до- и синокеанического этапов геологической эволюции Арктики, согласно представлениям Ю. Е. Погребницкого (1976, 1984).

К этому времени завершилось формирование консолидированного основания бассейна. Начиная с позднего палеозоя, на обширной северо-восточной окраине древнего Сибирского кратона закладывались геосинклинальные прогибы, давшие начало мезозойским складчатым поясам. Так, в пределах Таймырского п-ова в позднем палеозое – триасе возник и развивался прогиб северо-восточного простирания, занимавший крайнюю западную часть современного шельфа. Инверсия его в конце триаса привела к возникновению раннекеммерийской складчатой системы. С визейского века зарождается Верхоянский прогиб меридионального простирания, представлявший собой краевую зону эпикратонной Верхояно-Колымской геосинклинальной системы. Главные прогибы этой системы в районе побережья моря Лаптевых отклонялись к северо-востоку и востоку и окаймляли Шелонский срединный массив. Узкие западные ответвления системы в пределах Сибирской платформы на побережье и в прибрежной зоне шельфа известны как Оленекский и Бегичевский авлакогены. Инверсия геосинклинальных прогибов в альбе привела к созданию позднекеммерийской Верхояно-Колымской складчатой системы, которая продолжалась в юго-восточные районы шельфа и севернее сочленялась с Новосибирско-Чукотской системой. Последняя охватывала район о-вов Анжу и частично Ляховские, при этом о-ва Котельный, Бельковский и Земля Бунге входили в состав Котельнического срединного массива, который облекался ее ветвями. Время складчатости определяется концом неокома, тип ее в пределах массива промежуточный, вне массива складчатость полная. В обеих системах мощно проявился постскладчатый гранитоидный магматизм раннемелового возраста.

В плей-тектонической системе представлений обозначенная выше ситуация описывается как коллизия плит или аккреция нескольких тектоно-стратиграфических террейнов вокруг континентальной окраины палео-Сибири. Так или иначе, поздне-

палеозойско-мезозойский этап в пределах Лаптевского шельфа завершился сокращением общей площади платформы и развитием складчатых систем в его восточной части, а также по его южной и крайней западной периферии.

В позднемеловое время на площади будущего Лаптевского шельфа процессы сжатия, выразившиеся в позднекиммерийском орогенезе, сменяются растяжением и рифтогенной деструкцией сформировавшегося структурного ансамбля. Крайне ограниченные данные об отложениях верхнего мела на островах и материке затрудняют воссоздание цельной палеогеографической обстановки. В начале сеномана в регионе отмечается этап регионального выравнивания и тектонической стабилизации, о чем свидетельствует кора выветривания, вскрытая скважиной на Земле Бунге (Труфанов, 1986). Она залегает на альбских липаритах и перекрыта отложениями сеномана – гурона. Со второй половины сеномана и в туроне на о-вах Анжу идет накопление континентальных отложений бунгинской и деревянногорских свит, а в центральной части Лаптевского бассейна – прибрежно-морских осадков. Границе верхнего мела – палеогена в регионе отвечает региональная кора выветривания. Корообразование и пенепленизация продолжались на протяжении большей части раннего палеоцена (Ким, Слободин, 1991). Проявления позднемелового магматизма известны в северо-восточной части шельфа (о-ва Котельный и Столбовой), где они представлены единичными дайками долеритов, а за его пределами (о. Беннетта) – покровами лейкобазальтов (Новосибирские острова..., 1999) и тесно связаны с процессами позднемелового магматизма, установленными по периферии Евразийского бассейна (Верба и др., 1998).

Кайнозойская история развития шельфа традиционно связывается с разрывом континентальной литосферы и с раскрытием Евразийского океанического бассейна. Согласно гипотезе, впервые предложенной А. М. Карасиком (1968, 1971, 1983), позднее Л. П. Зоненшайном и др. (1978); Л. А. Савостиным и др. (1984, 1988) и далее развиваемой С. Б. Секретовым, С. С. Драчевым, К. Хинцем и другими исследователями, спрединг вдоль оси между Евразией и хр. Ломоносова начался в конце палеоцена (около 56 Ма) и с разной интенсивностью продолжается и сегодня, обеспечивая формирование океанической коры внутри юго-восточного замыкания Евразийского бассейна. Выделяется несколько основных этапов раскрытия Евразийского бассейна (Карасик и др., 1983; Савостин и др., 1984; Савостин, Драчев, 1988; Драчев, 1999). Коротко остановимся на их характеристике.

Поздний мел – палеоцен. Этот временной интервал определяют как этап начальной, доспрединовой деструкции континентальной коры на Лаптевском шельфе. На материковой суше наиболее древними отложениями, изученными в Кенгдейском грабене и вскрытыми скважинами в Согинском, Омолойском и Усть-Янском грабенах (имеющих непосредственный выход на шельф), являются нижнепалеоценовые (Межвилк, 1958; Ким, Слободин, 1991). Это обстоятельство позволяло предполагать, что заложение этих и других протяженных, линейных, «щелевых» грабенов произошло в конце позднего мела и связано с процессами континентального рифтогенеза, проявившегося на Лаптевской континентальной окраине. Под грабенами установлен подъем поверхности М (Аветисов, 1982, 1994, Аветисов и др., 1991; Коган, 1974), и к ним в настоящее время приурочены зоны сгущения эпицентров землетрясений. Наличие палеоценовых отложений в нижней части разрезов грабенов, выходящих в губу Буор-Хая, объясняется их вырождением в пределах материковой суши; на шельфе они содержат, как нам представляется, и верхнемеловые отложения. Доспрединовое растяжение в Лаптевском бассейне сопровождалось аккумуляцией больших объемов обломочного материала, как местного, так и сносимого с пространств Таймыра, Верхоянья, севера Сибири.

Конец палеоцена – эоцен является начальной фазой раскрытия Евразийского бассейна. Полнос вращения Евроазиатской и Северо-Американской плит располагается далеко на юге, в районе Японских о-вов. Скорость спрединга достигает максимальных величин до 2 см/г. Со второй половины эоцена растяжение активизируется, и, по мнению С. С. Драчева (1999), на шельфе происходит расширение рифтогенных прогибов, возникших в конце позднего мела, и заложение новых. По активно опускающимся грабенам происходит ингрессия моря. Палеогеографические построения указывают на широкое развитие в регионе в позднем палеоцене континентальных фаций, сменяющихся в северной части шельфа дельтовыми и прибрежно-морскими. Только в раннем – среднем эоцене фиксируется продолжительная морская трансгрессия, достигавшая современной береговой линии (Межвилк, 1958; Ким, 1991).

Олигоцен-раннемиоценовый этап совпал с реорганизацией взаимодействия литосферных плит Земли, повлекшей за собой перемещения полюса вращения плит в район к северу от Новосибирских о-вов. Это приводит к резкому изменению скорости спрединга в Евразийском бассейне (первые мм/г.), а на Лаптевском шельфе устанавливается обстановка сжатия, вызвавшая складчатого-надвиговые дислокации палеоцен-нижнемиоценовых отложений (Драчев, Савостин, 1983). В рассматриваемый временной интервал на Лаптевском шельфе отмечается частая смена условий осадконакопления. Отложения этого возраста (нерпичинская свита) на о-вах Анжу и Ляховских представлены толщей переслаивания прибрежно-морских и континентальных фаций, с преобладанием последних. Осадконакопление идет по всему шельфу, но главным образом сосредоточено в унаследованно развивающихся грабенах. Фиксируются блоковые подвижки со значительными амплитудами вертикальных смещений. Конец позднего олигоцена – ранний миоцен характеризуется на прилегающих палеошельфах формированием кор химического выветривания и стабилизаций тектонического режима (Желнин, 1975; Плахт, 1975; Ким, Слободин, 1991).

В среднем-миоцен-плиоценовый этап полюс вращения плит перемещается в район северных отрогов хр. Черского, что привело к новому растяжению на Лаптевском шельфе. В начале позднего миоцена он перемещается далее на юг, что приводит на континенте к формированию Момского рифта в плиоцене (Драчев, 1973). Скорость спрединга и процессов растяжения на Лаптевском шельфе возрастают (Савостин, Драчев, 1998; Драчев, 1999). В Евразийском бассейне в начале позднего миоцена она достигает 1,2–1,5 см/г. На о-вах Де-Лонга с позднего миоцена устанавливается область внутриплитного щелочно-базальтового вулканизма (Новосибирские острова..., 1999). На Лаптевском шельфе конец среднего – поздний миоцен ознаменовался обширной морской трансгрессией, в начале которой произошел первый в позднем кайнозое обмен фаунами между Северным океаном (тогда еще не Ледовитым) и Северной Пацификой (Петрушевская, 1979; Ким, Слободин, 1991). Трансгрессия достигала современной береговой линии и в позднем миоцене привела к полной компенсации рифтогенных грабенов осадками. В Евразийском бассейне с первой половины миоцена устанавливается влияние хр. Гаккеля на характер распределения мощностей осадков (Геологическое строение..., 1984; Поселов и др., 1998, Верба и др., 1998). Конец миоцена фиксирует этап глобальной регрессии Мирового океана, вызвавшей подъем материковой суши и осушение шельфов (мессинская регрессия).

Современный этап начался в конце плиоцена. Полюс вращения плит перемещается в район губы Буор-Хая, что обуславливает значительное замедление рифтогенеза. На шельфе это подтверждается вырождением сбросов в самой молодой сейсмоотщепе, относимой к плиоцен-четвертичному возрасту (Секретов, 1993; Драчев,

1999). Палеогеографические построения указывают на наличие непрерывно-прерывистой трансгрессии на этом этапе. Позднеплиоцен-четвертичные отложения представлены переслаиванием прибрежно-морских и континентальных фаций и залегают на шельфе плащеобразным покровом, в том числе и в пределах рифтогенных прогибов.

Рассмотренные этапы развития были выделены в результате реконструкции спрединга в Евразийском бассейне, начало формирования которого по магнитной хронологии датируется 56 млн лет назад. Механизм образования бассейна (как движение от оси разрастания) основан на плейт-тектонической гипотезе. Согласно этой гипотезе, мощность осадочного чехла должна сокращаться по направлению к хр. Гаккеля. Однако появившиеся в последние годы фактические данные показывают обратное - мощность осадков не сокращается, а увеличивается в сторону хр. Гаккеля (Jokat et al., 1995; Поселов и др., 1998; Sorokin et al., 1998; Ким и др., 1999).

Построенная и опубликованная схематическая карта мощности осадочного чехла Евразийского бассейна (Верба и др., 2001) показывает, что его основными структурами являются не только котловины Нансена, Амундсена и хр. Гаккеля, но и периферические прогибы, приуроченные к Баренцево-Карскому и Ломоносовскому континентальным склонам и подножию. Эти прогибы (или грабены) отделены от котловин пограничными поднятиями, от которых и происходит нарастание мощностей и наклон сейсмокомплексов в направлении хр. Гаккеля. Мощность осадков в прогибах и на поднятиях в первом случае составляет 7,5 и 2,5 км (профиль Север-86), во втором - 3,3-4 км и 0,8-1,3 км (линии дрейфа СП-24, 28). Заложение будущих периферических прогибов в бассейне и рифтогенных грабенов на шельфе произошло, вероятно, на границе среднего и позднего апта по зонам глубинных разломов. В плане они приурочены к континентальным окраинам бассейна и продолжают в пределы шельфа. В центральной части последнего к рифтогенным грабенам относится Северо-Омолыйский, находящийся на продолжении разломов, формирующих рифтовую зону хр. Гаккеля.

Анализ проявлений эффузивного и интрузивного магматизма в юрско-кайнозойских разрезах по периферии Северного Ледовитого океана показал, что основной его этап в разных районах Арктики (север Гренландии, Шпицберген, Земля Короля Карла, Земля Франца Иосифа, о-ва Де-Лонга, хр. Альфа, ряд о-вов Королевы Елизаветы) приходится на апт или апт-альб (Верба и др., 1998; Ким, Харитонов, 2001). Имеются данные (Северная Земля..., 2000) о проявлениях раннемелового магматизма и на о. Комсомолец. Все это позволяет говорить о континентальном рифтогенезе на площади Евразийского бассейна в это время. Магматизм одновременно «выплеснулся» на область современного Лаптевского шельфа, расположенного на центриклинальном замыкании бассейна, но не затронул площадь Южно-Лаптевского прогиба, расположенного вне зоны этого замыкания. Анализ построенных геомагнитных разрезов земной коры на шельфе и на замыкании бассейна (в комплексе с геологическими данными) показал, что природа фундамента в бассейне и первого магнитного горизонта на шельфе едина и обусловлена преимущественно основным эффузивным магматизмом апта или апт-альба (Ким, Харитонов, 2001).

В настоящее время по сейсмическим работам в котловинах Евразийского бассейна выделено семь сейсмокомплексов с пластовыми скоростями (км/с) - 5,0-5,3; 4,5-4,6; 4,0-4,2; 3,4-3,5; 2,5-3,0; 2,2-2,4 и 1,7-2,0. (Jokat et al., 1995; Sorokin et al., 1998; Ким и др., 1998). Сейсмические работы МОВ-ОГТ, проведенные на центрикли-

нальном замыкании Евразийского бассейна, а также шельфах – Лаптевском и Бофортском (входящих в Арктический бассейн), позволяют сопоставить стратиграфическую привязку выявленных здесь отражающих горизонтов. В бассейне и на Лаптевском шельфе (находящемся на продолжении этого замыкания) они стратифицированы на основе анализа сводного разреза верхнемеловых – кайнозойских отложений берегового и островного обрамления, а также по результатам бурения на Новосибирских о-вах (Ким, Слободин, 1991; Ким, Иванова, 2000); на Бофортском шельфе – привязкой к разрезам скважин, пробуренных Канадской геологической службой, в районе месторождения Амаулигак и дельте Маккензи (Enachescu, 1990; Marine Science Atlas..., 1997). Выделенные отражающие горизонты (Л и IMU, I и ТК, II₀ и кровля Moose Channel Formation, II и подошва Moose Channel Formation) фиксируют основные несогласия в разрезах этих регионов и имеют одинаковую стратиграфическую привязку. Время возникновения несогласий относится к концу миоцена, олигоцена, раннего палеоцена и раннего сеномана. Все это указывает на общность и синхронность основных этапов позднемеловой – неогеновой истории развития Арктического бассейна, обусловленную эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана за этот период.

Анализ и корреляция кайнозойских разрезов по периферии Северного Ледовитого океана (СЛО) позволили выделить пять трансгрессивно-регрессивных циклов (Ким, Слободин, 1991), соответствующих пяти верхним сейсмокомплексам, возраст которых на шельфе и в котловинах (или той части хребта, где они развиты) определяется как N_2-Q , N_1 , Pg_3 , Pg_2 , Pg_1^2 . Лишь два верхних сейсмокомплекса (самых молодых) на пригренландском и центральном звеньях хр. Гаккеля имеют наклон к осевым частям котловин, указывая на молодой возраст хребта, рост которого устанавливается с первой половины миоцена (Геологическое строение..., 1984). Второй снизу сейсмокомплекс ($V=4,5-4,6$ км/с) имеет верхнемеловой возраст (K_2s-st). Возраст наиболее древнего сейсмокомплекса ($V=5,0-5,3$ км/с), развитого в периокеанических прогибах и в непосредственной близости от пограничных поднятий, предполагается в диапазоне верхний апт – альб. На большей части котловин осадочный чехол имеет верхнемеловой-кайнозойский возраст.

Рассмотренные данные ставят под сомнение как механизм образования Евразийского бассейна, так и его кайнозойский возраст. Спрединг структурно контролируется рифтовой зоной хр. Гаккеля, ограниченной 2–3-й магнитными аномалиями, и не выходит за пределы плиоцена (в редких случаях конца позднего миоцена). Синхронность событий на севере Евразии и в глубоководной части бассейна указывает на преобладание эвстатической составляющей в колебаниях относительного уровня Арктического бассейна и позволяет привязать эти колебания к разрезам берегового и островного обрамления по всей периферии СЛО.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЛАПТЕВСКОГО БАССЕЙНА

Оценивая сегодня перспективы шельфа моря Лаптевых, мы сталкиваемся с нестандартной информационной ситуацией.

С одной стороны, здесь имеется весь необходимый набор «типовых» положительных предпосылок нефтегазоносности, таких как высокая (до 10–12 км) мощность осадочной толщи; контрастная структура чехла с обилием как выраженных структурных, так и неструктурных ловушек; устойчивое погружение на последних этапах геологической истории и т. д.

С другой стороны, регион представляет собой средоточие геологических ситуаций, выходящих за рамки типичного. Здесь, погребенный под чехлом Лаптевского седиментационного бассейна край Лено-Тунгусского нефтегазоносного мегабассейна сложно сочетается со структурами мезозойд. Сам Лаптевоморский шельф не может рассматриваться как типичная пассивная континентальная окраина из-за его Т-образного сочленения со срединно-океаническим хребтом. Как следствие, здесь наблюдается беспрецедентная концентрация молодых рифтогенных структур. Обильный речной сток на протяжении длительного времени обуславливает лавинную седиментацию на континентальном склоне и подножии, наличие погребенных дельтовых фэнов и т. д. Сочетание этих особенностей позволяет рассчитывать на открытия здесь углеводородных объектов любого ранга, вплоть до гигантов, и любого фазового состава, в том числе и объектов нового или малоизвестного типа. При этом прогнозисту следует руководствоваться скорее принципом аномальности, чем принципом аналогии с известными бассейнами.

В то же время по акватории шельфа моря Лаптевых на сегодня нет прямых свидетельств реальности существования промышленных скоплений нефти или газа. Поэтому любые прогнозные построения могут осуществляться в условиях неопределенности. Общеизвестно, что подборка даже самых благоприятных признаков еще не гарантирует искомого результата, так как последний мог возникнуть только при оптимальной комбинации процессов в пространстве и времени.

Геологические предпосылки. Состояние изученности акватории – значительное количество геофизических, в том числе сейсмических, данных при полном отсутствии бурения – таково, что из общепринятого набора критериев прогноза нефтегазоносности полноценно «работает» лишь тектоническая группа. Использование стратиграфических критериев зависит от принятой автором схемы интерпретации сейсмического разреза, т. е. неизбежно содержит субъективный элемент. Геохимическая составляющая прогноза в данном случае сводится к экстраполяции данных по окружающей суше, а экстраполяция, в свою очередь, также базируется на стратиграфических представлениях исследователя.

При прогнозе регионального уровня принято оценивать бассейн осадконакопления как целостную самодостаточную систему, где осуществляется весь цикл – от накопления первичного ОВ до разрушения залежей. Однако оценивая перспективы нефтегазоносности шельфа моря Лаптевых, необходимо исходить из наличия здесь двух относительно автономных этажей возможной нефтегазоносности: «платформенного», связанного с добассейновым, «промежуточным» структурно-формационным комплексом осадочного чехла, и собственно «бассейнового», отвечающего молодому (K_2 - K_z) Лаптевоморскому седиментационному бассейну. Оба этажа существенно различаются как по своим нефтегеологическим характеристикам, так и по информационной обеспеченности прогноза, поэтому их целесообразно рассмотреть отдельно.

«Платформенный» (добассейновый), возможно, нефтегазоносный этаж. Предполагаемая роль «платформенного» этажа нефтегазоносности в общем углеводородном балансе существенно различна для Западно-Лаптевской и Восточно-Лаптевской областей.

Западно-Лаптевскую структурно-тектоническую (и возможно, нефтегазоносную) область следует рассматривать как наиболее перспективную часть шельфа, если разделять представления о продолжении под чехлом Лаптевского седиментационного бассейна перикратонного блока Сибирской платформы или, иными словами, северной окраины Лено-Тунгусского нефтегазоносного мегабассейна. Соответственно

«платформенный» этаж нефтегазоносности может играть здесь определяющую роль, выступая как основное вмещающее скопления УВ и/или обеспечивая их подток в перекрывающие «бассейновые» толщи.

Проблеме нефтегазоносности северной периферии Сибирской платформы посвящена обширная литература, по этому здесь целесообразно привести только самые необходимые сведения.

Интервал разреза от рифея до карбона сложен терригенно-карбонатными породами (с преобладанием вторых) и отвечает ранним этапам развития древней платформы.

В последние годы получили развитие представления (Сурков, 1998) о глобальном рифейском этапе рифтогенеза, широко проявившемся, в частности, и в Лено-Тунгусском бассейне. Имеющиеся сейсмические данные по Лаптевскому шельфу, возможно, подтверждают это. Так, в базальных горизонтах чехла отмечаются элементы проградационной слоистости, приуроченные к депрессионным понижениям рельефа фундамента. Позднепротерозойский комплекс на шельфе имеет среднюю мощность 1–2 км, выклиниваясь по направлению к краю современного шельфа. Интересно, что на этом фоне отмечается увеличение мощности до 3,0–3,5 км, приуроченное, как это ни парадоксально, к Усть-Ленскому и Омолойскому грабенам, т. е. к молодым (K_2 – K_z) рифтогенным структурам. Возникает предположение о наследовании кайнозойским рифтингом древних структурных швов, заложенных еще на рифейском этапе рифтогенеза. Это существенно повышает перспективы нефтегазоносности подобных «сквозных» рифтогенных структур, так как здесь обеспечивается как высокий генерационный потенциал нижних горизонтов чехла, так и возможность локализации скоплений УВ с последующим формированием миграционных залежей в вышележащих толщах.

Данные о нефтематеринских возможностях ниже- и среднепалеозойских толщ неоднозначны. Если для чисто карбонатных пород характерно низкое содержание ОВ, то некоторые разновидности глинистых известняков и мергелей (например, венда) обогащены ОВ (до 0,5–0,7 %). В среднем кембрии известны толщи «горючих сланцев» с содержанием сапропелевого ОВ до 3–15 %, хотя вещественных признаков миграции УВ из этих пород пока не обнаружено.

Внутри рассматриваемого существенно карбонатного интервала платформенного чехла на суше (Анабарский массив, Оленекское и Уджинское поднятия, Сев. Вяхоянье и др.) известны многочисленные битумопроявления. Их распределение контролируется, с одной стороны, зонами тектонической трещиноватости, с другой, интервалами разреза, обладающими высокими фильтрационно-емкостными свойствами, которые, как правило, приурочены к региональным стратиграфическим перерывам, которые достигают мощности 20–50–70 м и состоят из двух элементов: древней коры выветривания, где монолит существенно дезинтегрирован, и перекрывающих ее базальных слоев трансгрессивной серии (грубообломочные породы, онколитовые известняки и т. п.). Главными перерывами, на суше повсеместно распространенными, являются предкембрийский, предкембрийский и предпермский. Известны и битумопроявления, связанные с зонами размыва локального распространения, а также приуроченные к слоям с удовлетворительными гранулярными коллекторскими свойствами (кавернозные и слоистые известняки и доломиты в девоне).

На шельфе средняя мощность рифейского – среднепалеозойского существенно карбонатного комплекса составляет 3–5 км, толща практически повсеместно погружена ниже 2, а в депрессиях и ниже 4 км, что обеспечивает реализацию ее

нефтегазоматеринских возможностей. По сейсмическим данным, выделяются несогласия, регионально распространенные в кровле венда (рефлектор V^1 , по принятой в этой работе индексации), в кровле карбонатов кембрия (V), на рубеже карбонатного среднего и терригенного верхнего девона (IV), к которым, по аналогии с сушей, могут быть приурочены горизонты с высокими коллекторскими свойствами.

Наибольшего развития карбонатный комплекс достигает в пределах Южно-Лаптевского прогиба – платформенной структуры, последовательно развивавшейся с позднего докембрия и не затронутой кайнозойским рифтогенезом. Здесь его мощность – 7,5, а кровля находится на глубинах 3–4 км. В центральной части мульды следует ожидать развития нормальных структурных ловушек. По направлению к бортам Южно-Лаптевского прогиба мощность карбонатного комплекса уменьшается, вплоть до полного выклинивания на склоне Трофимовского поднятия, служащего восточным бортом прогиба.

Интересно, что столь же существенное (до 7 км) увеличение мощности карбонатного комплекса, включая как рифейско-вендский, так и палеозойский интервалы, отмечается и в пределах Усть-Ленского и Омолойского грабенов, которые, в отличие от Южно-Лаптевского прогиба, представляют собой молодые рифтогенные депрессии, ярко выраженные в «бассейновом» чехле. Это еще раз указывает на унаследованность в пространственном размещении рифтогенных структур. Вал Минина, он же восточный борт Усть-Ленского грабена, имеющий существенно разломные ограничения, наиболее контрастно (амплитуда до 1,5 км) выражен по базальным горизонтам чехла. Склоны древних, конседиментационно развивавшихся поднятий, во многих случаях совпадающие с бортами унаследованных рифтогенных грабенов, наиболее интересны с позиций возможного образования залежей УВ в карбонатном комплексе платформенного чехла. Здесь возможен широкий спектр «неструктурных» ловушек: приуроченных к зонам выклинивания, тектонически и литологически экранированных, комбинированных и т. п.

Терригенный комплекс, слагающий верхнюю половину платформенного чехла (верхний палеозой – нижний мел), отвечает режиму подвижной платформы и имеет хорошие предпосылки нефтегазоносности.

Разрезы перми, триаса (кроме самых низов, сложенных аридными континентальными фациями и эффузивами), юры представлены нормальными морскими, существенно глинистыми толщами с фоновым, а чаще повышенным (пермь, юра) содержанием гумусово-сапропелевой органики. Реальность процессов нефтеобразования и миграции в этих толщах подтверждается многочисленными микро- и макронаблюдениями и находками нафтидопроявлений. Еще в начале 50-х годов скв. Р-1 близ устья Оленека вскрыто газопроявление из перми с дебитом до 20 м³/сут. На склоне Оленекского поднятия к зоне регионального развития литологических ловушек в пермских отложениях приурочено уникальное Оленекское скопление битумов (Иванов, 1979). Непромышленные притоки тяжелой нефти (первоначальный дебит до 12,3 м³/сут. с последующим быстрым падением) из пермо-триасовых отложений наблюдались в скважинах близ Хатангского залива. В Анабарском районе дебит газа из пермских и среднетриасовых отложений достигал соответственно 3000 и 10 000 м³/сут., здесь же известен постоянно действующий естественный выход горючего газа, приуроченный к тектоническому нарушению. Газ содержит гелий, что указывает на его глубинную природу.

Переслаивание выдержанных песчаных и глинистых пачек во всем разрезе верхнего палеозоя – мезозоя плюс благоприятный структурный план создают предпосылки

для формирования структурных ловушек в поле развития терригенного платформенного комплекса на суше.

На шельфе верхнепалеозойский – нижнемеловой комплекс имеет мощность от 0,5 до 3,0 км, выклиниваясь в направлении бровки шельфа. Кровля комплекса на большей части площади погружена на 2 тыс. м и более. Разрез хорошо дифференцирован (по сейсмическим данным), что указывает на возможность благоприятного сочетания коллекторов и покрышек. Данных для предметной оценки перспектив нефтегазоносности терригенного платформенного комплекса на шельфе пока недостаточно. Как на потенциально наиболее привлекательные объекты можно указать на крупные положительные структуры (валы, купола). Особенно интересны склоны крупных линейных поднятий (Трофимовское, вал Минина), где возможны региональные зоны развития литологических ловушек в области падения мощности или выклинивания терригенных толщ, сопряженные с обширными нефтесборными площадями. Здесь же широко представлены разрывные нарушения нескольких генераций, обеспечивающие пути миграции и перераспределения залежей. К склонам крупных линейных поднятий могут быть приурочены масштабные зоны нефтегазонакопления.

Известно, что бурение в пределах Лено-Анабарской ветви складок и в Хатангском районе не выявило промышленных скоплений нефти и газа в терригенном комплексе платформенного чехла. Это принято объяснять отсутствием хороших коллекторов, в частности в перми, поскольку здесь находилась наиболее глубоководная часть бассейна пермской седиментации (Калинко, 1959). Другая причина может заключаться в том, что прогибание здесь продолжалось и в триасе – юре – раннем мелу, обеспечивая восходящую миграцию в сторону бортов в то время единого прогиба. К моменту формирования Лено-Анабарской ветви складок (конец раннего мела) основная масса УВ могла уже покинуть эту зону, переместившись в том числе и в самую северную часть платформенного блока, ныне скрытую под водами моря Лаптевых.

Восточно-Лаптевская, возможно, нефтегазоносная область, напротив, характеризуется весьма скромной ролью «платформенного» этажа нефтегазоносности. Как известно, осадочный чехол до нижнего мела включительно здесь вовлечен в поздне-киммерийскую складчатость и входит в состав фундамента. Только в пределах акваториальной части Котельнического срединного массива чехол Лаптевского седиментационного бассейна предположительно подстилается слабодислоцированными толщами верхнего палеозоя – нижнего мела, входящими в состав «промежуточного» комплекса чехла. Так, мощность нижних горизонтов чехла, относимых с известной долей условности к этому интервалу разреза, составляет около 2,0–2,5 км в северной части Бельковско-Святоносского грабена и около 5 км в Анисинском прогибе.

По наблюдениям, на Новосибирских о-вах, в чехле Котельнического массива (подвергшемся складчатости «промежуточного» типа), выделяются два интервала повышенной битуминозности (Иванов, Непомилуев, 1975; Новосибирские о-ва..., 1999). В нижнем и среднем девоне, при общем повышенном фоне битуминозности, наблюдается битумонасыщение по типу порового коллектора в кавернозных доломитах, карбонатных конгломерато-брекчиях с содержанием битума до 1,2–1,3 %. Мощная покрышка в виде глинистой толщи франского яруса надежно изолирует эти продуктивные горизонты, поэтому вышележащий великолепный коллектор, представленный пестроцветами фаменского – турнейского ярусов, практически стерилен. На шельфе, в том числе и в границах Котельнического массива, девон входит в

состав фундамента. Второй битуминозный интервал относится к нижнему и среднему триасу, где к слоям песчаников среди глинистой толщи и к кавернозным базальтам приурочены скопления битумов до 0,75–1,1 %.

В целом битумопроявления на Новосибирских о-вах не идут в сравнение с уникальными скоплениями Оленекского поднятия или юга Анабарской антеклизы и могут рассматриваться скорее как указания на возможность нефтеобразования в осадочном чехле Котельнического массива.

«Бассейновый», возможно, нефтегазоносный этаж. Оценивая перспективы верхнего этажа возможной нефтегазоносности, связанного с осадочным чехлом собственно Лаптевского седиментационного бассейна, мы сталкиваемся с иной информационной ситуацией, чем при оценке «платформенного» этажа. Бассейн почти целиком субаквальный, поэтому нефтегеологические аналогии со смежной сушей и соответствующие экстраполяции данных исключаются. В то же время отсутствие скважин на шельфе и, как следствие, прямых данных о веществе «бассейнового» чехла вынуждает строить прогноз только на тектонических показателях и теоретических представлениях.

«Бассейновый» комплекс чехла распространен в равной мере как в Западно-Лаптевской, так и в Восточно-Лаптевской областях, поэтому отдельное их рассмотрение в данном случае нецелесообразно.

Разрез комплекса четко распадается на два интервала: собственно рифтогенный (верхний мел – миоцен), слагающий осадочное выполнение линейных рифтогенных грабенов, и пострифтовый или покровный (плиоцен-четвертичный), трансгрессивно перекрывающий всю площадь шельфа. Мощность «бассейнового» комплекса составляет 0,5–2,0 км вне рифтогенных грабенов, увеличиваясь до 3,5–5,0 км (в отдельных случаях даже до 7 км) внутри последних. Такие глубины погружения вполне обеспечивают реализацию процесса нефтегазообразования даже для среднестатистических условий. В данном случае речь идет о рифтогенных структурах. В настоящее время общепризнано, что в подобной ситуации нефтеобразование осуществляется на меньших глубинах и в более короткие отрезки геологического времени вследствие повышения теплового потока, а также подтока флюидов из поднимающейся мантии. К сожалению, для Лаптевского шельфа сегодня нет натурных геотермических измерений. Прямым свидетельством современной тектонической и, очевидно, и геотермической активности на Лаптевском шельфе является наличие живых сейсмоактивных зон с магнитудой до 4–6 (Аветисов, 1996).

Некоторые признаки, отвечающие осадконакоплению в условиях рифтогенеза, запечатлены и в строении сейсмогеологического разреза. Особенности волновой картины свидетельствуют о высокой энергетической обстановке, в которой формировались синрифтовые отложения. В частности, в базальных горизонтах «бассейнового» чехла, датируемых верхним мелом, неоднократно отмечены клиноформы и крупная косая слоистость – свидетельства лавинной седиментации. В меловых отложениях на востоке и в палеогеновых толщах в южной части современного шельфа наблюдалось широкое развитие дельтовых фаций (сложное внутреннее строение сейсмического разреза с наличием прерывистых, сигмовидных и линзовидных тел). Можно предполагать и более широкое распространение дельтовых фаций внутри выраженных линейных рифтогенных депрессий.

Судя по наблюдениям на островах и побережье, а также косвенно по сейсмической картине на шельфе, рифтогенный интервал разреза представлен широким набором фаций: от континентальных угленосных до прибрежно-морских. Доля пос-

ледных является главной или существенной в разрезах эоцена, олигоцена и миоцена. Литологически также представлен весь терригенный спектр от глин до гравелистов и галечников. Таким образом, имеют место положительные предпосылки как для нефтегазообразования, так и для формирования комбинаций коллектор/покрышка. В частности, существенно угленосная континентальная верхнемеловая толща с широким развитием грубообломочных пород, очевидно, обладает газопродуцирующим потенциалом, который может быть реализован в наиболее глубоких рифтогенных прогибах (Усть-Ленский, Омолойский и др.). Одновременно мел может рассматриваться как коллекторская толща с высокими фильтрационно-емкостными свойствами (на оптимальных глубинах).

Палеогеновая существенно морская и существенно глинистая толща максимальной мощностью до 2,5 км, предположительно обогащенная ОВ как гумусового, так и сапропелевого типа и погруженная в пределах рифтогенных депрессий на глубину 2 км и более (по кровле), может быть продуцентом как жидких, так и газообразных углеводородов. Учитывая широкое развитие в толще мощных глинистых пачек-покрышек, можно ожидать, что нефть и газ скапливались во внутриформационных резервуарах.

Вышележащий миоценовый комплекс имеет сходный характер разреза, однако глубина погружения его подошвы обычно не превышает 2,0–2,5 км.

Крупных положительных структур, возможных ловушек непосредственно внутри рифтогенных грабенов не обнаружено, хотя здесь часто имеют место перегибы и седловины, разделяющие локальные депрессии. Особый интерес могут представлять погребенные выступы консолидированного основания, облекаемые осадочным чехлом, где возможны скопления УВ не только на склонах выступа, но и над его сводом.

В региональном плане наиболее перспективными представляются борта рифтогенных грабенов – склоны межрифтовых поднятий. Здесь, в краевых частях бассейнов рифтогенной седиментации формировались структуры прилегания, зоны выклинивания и фациального замещения синрифтовых отложений и т. п. Вся эта пестрая картина осложняется системами разрывных нарушений преимущественно типа сбросов. В результате в бортах рифтогенных депрессий может формироваться целая система литологически и тектонически экранированных ловушек, образуя региональные зоны нефтегазоаккумуляции. В случаях, когда молодые рифтогенные грабены наследуют депрессии древнего заложения, возможно дополнительное поступление УВ в ловушки «бассейнового» комплекса за счет восходящей миграции из «платформенного» этажа.

Отдельного внимания заслуживает вопрос о возможной роли погребенных дельтовых и русловых фаций. В небольшой по размерам бассейн моря Лаптевых впадают пять таких гигантов, как Хатанга, Анабар, Оленек, Лена, Яна, имеющих длительную историю существования. Так, согласно работе (Морфоструктурный анализ..., 1979), пра-Лена существует с юры – мела, т. е., очевидно, со времени формирования Верхоянской складчатой системы. За этот период имели место миграции ее русла в нижнем течении, а также смещения дельтовых фенотических на десятки и сотни километров в широтном направлении, а ширина долины в отдельные отрезки времени достигала 80–120 км. По мере колебаний уровня моря должна была происходить миграция дельты от побережья до континентального склона и обратно. Таким образом формировался гигантский бассейн аллювиального осадконакопления. Очевидно, по сходному сценарию развивались и другие крупные реки бассейна моря Лаптевых.

Имеющиеся сейсмические материалы содержат явные признаки дельтовых фаций, однако для оконтуривания и прослеживания этих образований по площади необходима гораздо более детальная сеть профилей (и более высокая разрешающая способность).

При дальнейших поисковых исследованиях в море Лаптевых отложения палеодельт и погребенных русел, обладающие, по мировой статистике, исключительным потенциалом нефтегазоносности, должны рассматриваться как целевой объект первостепенной важности.

Интересно, что при газогеохимическом опробовании донных осадков Лаптевского шельфа (320 проб) все выявленные пробы (55 проб) с аномальными содержаниями углеводородных газов (0,05–1,0 см³/кг) пространственно приурочены именно к границам крупных структурных элементов, осложненным разломами (особенно северо-западная часть Усть-Ленского грабена). Газы явно миграционного происхождения: их концентрация не зависит от состава осадков и содержания в них $C_{орг}$, наряду с метаном присутствуют (иногда даже преобладают) тяжелые гомологи, вплоть до бутана. Точки обнаружения в газовой смеси газов мантийного происхождения – аргона и гелия – приурочены к зонам повышенной сейсмичности, напоминая еще раз о роли глубинного фактора в новейшей геодинамике Лаптевского шельфа (Яшин, Ким, 1999).

Незначительные по масштабам газопроявления получены при вакуумировании керны картировочных скважин на о-вах Фадеевский, Нов. Сибирь, Земля Бунге и в смежных проливах из отложений юры, палеогена, неогена, четвертичной системы. В большинстве проб преобладает азот, но есть и собственно углеводородные газопроявления.

Покровный плиоцен-четвертичный комплекс мощностью около 1 км трансгрессивно перекрывает синрифтовые слои в депрессиях, а на поднятиях ложится непосредственно на фундамент. Эта молодая, умеренно консолидированная (интервальная скорость 1,9–2,2 км/с) толща без явных признаков складчатых и дизъюнктивных структур представляет для нас существенный интерес прежде всего как индикатор стабильного погружения бассейна и отсутствия апlifта на неотектоническом этапе, что обеспечивает сохранность возможных залежей в синрифтовых слоях.

В качестве самостоятельного объекта прогноза следует рассматривать внешнее обрамление шельфа моря Лаптевых – континентальный склон и континентальное подножие. Здесь общая мощность бассейнового чехла может достигать 6–8 км, при этом преобладающая часть ее приходится на более древние – меловые и палеогеновые слои. Синрифтовые отложения этого возраста заполняют грабены на фундаменте континентального или переходного типа и перекрываются глубоководными турбидитами. Последние выполняют подводные каньоны и конусы выноса (фэны), создавая сложное сочетание структурных и неструктурных ловушек. Лавинная седиментация сопровождается обильным поступлением органического вещества, а ускоренному созреванию последнего и последующей миграции углеводородов способствует активная современная геодинамическая обстановка. Особого внимания заслуживает погребенное под осадками продолжение срединно-океанического хр. Гаккеля, где повышенная проницаемость земной коры должна сопровождаться повышенным же тепловым потоком и поступлением глубинных флюидов. Подтверждением последнего факта служит находка на западном склоне хребта сообщества метанпотребляющих бентосных организмов (Bottom biocenoses..., 1995; Ким и др., 1997).

Заканчивая описание «бассейнового» этажа возможной нефтегазоносности, полезно напомнить, что по общемировой статистике кайнозойские толщи занимают второе место по запасам нефти и газа после позднемезозойских (Хаин, 1998). Основной вклад в эту статистику вносят предгорные и межгорные бассейны альпийских складчатых поясов, бассейны активных тихоокеанских окраин и т. п. Понятно, что рифтогенные бассейны Лаптевоморского шельфа относятся к иному тектоническому типу, однако и тем, и другим свойственны некоторые общие особенности, определяющие процесс нефтеобразования. Прежде всего это лавинная седиментация с обильным поступлением органики и, с другой стороны, активная тектоническая обстановка с повышенным геотермическим фоном и подтоком флюидов.

Нефтегазогеологическое районирование и углеводородные ресурсы (сост. О. И. Супруненко). В соответствии со схемой нефтегазогеологического районирования, использованной для выполнения последней официальной количественной оценки перспектив нефтегазоносности (на 01.01.1993 г.), в пределах акватории моря Лаптевых выделена самостоятельная Лаптевская перспективная нефтегазоносная область, а крайнюю юго-западную ее часть занимает Анабарско-Хатангская НГО.

За исключением самой северной полосы Лаптевского шельфа, которая получила лишь качественную (положительную) оценку, остальная часть площади была оценена количественно. Согласно этой оценке, начальные суммарные ресурсы углеводородов Лаптевского седиментационного бассейна составили около 5 % общих ресурсов арктического шельфа России. По фазовому состоянию УВ оцененные ресурсы распределяются следующим образом: нефть – 45, конденсат – 5, газ свободный – 45, газ растворенный – 5 %. Ресурсы УВ отнесены преимущественно к категории D₂; ресурсы категории D₁ (около 8 % от общей суммы) выделены только в субаквальной части Анабарско-Хатангской НГО. По глубинам залегания распределение начальных суммарных геологических ресурсов прогнозируется таким образом: до 1 км – 9, 1–3 км – 39, 3–5 км – 41 %. Большая часть ресурсов, согласно прогнозу, размещается на глубине моря менее 100 м: до 10 м – 17, 10–50 м – 46 %, 50–100 м – 19 %.

В качестве наиболее перспективных структурных элементов с плотностью геологических ресурсов 30–50 тыс. т/км² при оценке на 01.01.1993 г. принимались валлообразные поднятия типа Трофимовского.

На сегодняшнем уровне знаний представляется, что не меньшими перспективами обладают борта рифтогенных грабен и многие другие структурные объекты.

Актуальной является задача уточнения качественной и количественной оценок перспектив нефтегазоносности региона. Принципиальным шагом в нефтегазогеологическом изучении Лаптевского бассейна должно стать подтверждение реальности существования здесь промышленных месторождений нефти и газа. Хотя объем сейсмических работ, выполненных на сегодня на акватории моря Лаптевых, далеко не отвечает кондициям регионального этапа исследований, полученные материалы уже сейчас позволяют наметить наиболее перспективные площади для постановки более детальной сейсморазведки, а затем и первых глубоких скважин.

Архипелаг Новосибирские острова

Полезные ископаемые арх. Новосибирские острова, несмотря на его сложное геологическое строение, немногочисленны (рис. 92). Основными среди них являются олово (в россыпях и коренном залегании), каменный и бурый уголь. К экзотическому виду полезных ископаемых, представляющему значительный практический интерес, относится мамонтовая кость (бивни). На островах архипелага установлены проявления битумов, зафиксированы проявления газообразных углеводородов.

Олово – главный металл, определяющий металлогеническую специализацию территории. Его рудопоявления и россыпи сконцентрированы на о. Б. Ляховский и прилегающей акватории – в зоне массового развития раннемеловых гранитоидов. Абсолютное большинство проявлений других металлов (медь, серебро, свинец, цинк, вольфрам, мышьяк) лишь сопутствуют оловянному оруденению.

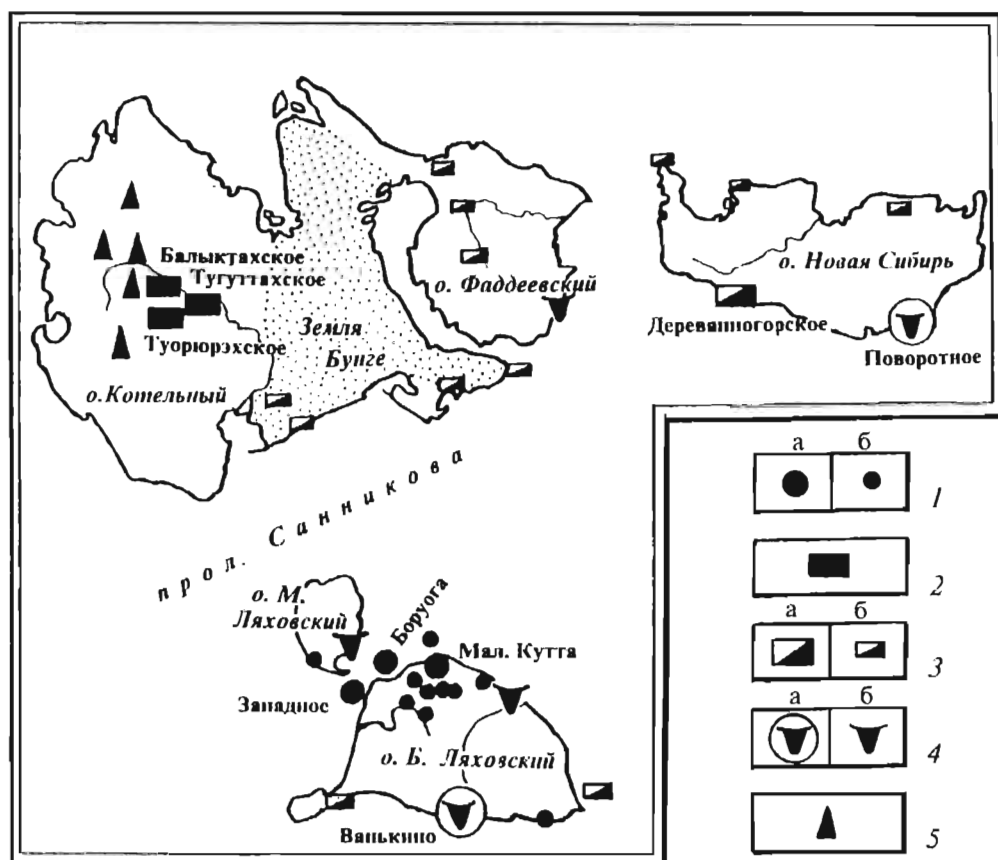


Рис. 92. Схема размещения месторождений и проявлений полезных ископаемых на Новосибирских островах.

1 – россыпное олово: (а – крупные м-ния и россыпи, б – средние и мелкие россыпи); 2 – каменный уголь – м-ния; 3 – бурый уголь (а – месторождение, б – проявление); 4 – ископаемая мамонтовая кость (бивни); а – месторождения, б – перспективные участки (по данным СПО «Сверкварцсамоцветы»); 5 – проявления битумов.

Наиболее полное описание полезных ископаемых приводится в монографиях «Минерально-сырьевой потенциал шельфовых областей России», (ВНИИОкеангеология, 1998;); «Новосибирские острова. Геологическое строение и минерагения», (ВНИИОкеангеология, 1999); «Россыпные месторождения Ляховского оловоносного района», (ВНИИОкеангеология, 2001).

Олово. Коренная оловоносность. Основная масса рудопроявлений олова находится на севере о. Б. Ляховский и прилегающей акватории в поле развития интрузий гранит-гранодиоритовой формации и их контактовых ореолов. Имеющиеся материалы позволяют выделить три типа оловянной минерализации: касситерит-кварцевый (кварцевый подтип), касситерит-силикатный (турмалиновый подтип, возможно, хлоритовый) и касситерит-сульфидный (галенит-сфалеритовый и полисульфидный подтипы). Имеющихся данных недостаточно для обоснованного выделения рудных формаций, и речь пока может идти об установленных минеральных типах руд.

Касситерит-кварцевый тип представлен кварцевыми жилами, прожилками и кварцево-жильными брекчиями, тяготеющими к экзо- и эндоконтактной зонам интрузий. Устанавливается их приуроченность к зонам дробления вмещающих пород преимущественно субмеридионального простирания. Мощность жил, судя по глыбовым обломкам, может достигать 60–70 см. Жильный кварц обычно двух-трех генераций. Касситерит образует агрегаты призматических кристаллов и неограниченных зерен размером до 3 мм в поперечнике. Отмечается игольчатый касситерит II генерации, развивающийся по трещинам в жильном кварце. Сопутствующие рудные минералы – арсенопирит, вольфрамит, пирит, халькопирит, галенит и гетит; немногочисленные нерудные жильные минералы – турмалин, хлорит, серицит. Содержание олова обычно не превышает 0,1–0,4 %, в единичных пробах достигая 10–18 %.

Касситерит-силикатный тип представлен кварц-турмалиновыми жилами и прожилками, реже жильными брекчиями вмещающих пород с кварц-турмалиновым цементом. Рудопроявления также тяготеют к контактовым зонам гранитоидов, и, хотя они часто наблюдаются совместно с кварцевыми жилами, обнаруживается определенный антагонизм в их размещении: увеличение числа проявлений одного типа сопровождается уменьшением числа проявлений другого. Жилы этого типа состоят из переменных количеств кварца и турмалина. Оловоносность этих рудопроявлений заметно ниже, чем касситерит-кварцевых. Касситерит наблюдается в редких мелких призматических кристаллах длиной до 0,2, очень редко до 1 мм. Из других рудных минералов отмечаются арсенопирит, халькопирит, галенит, пирит, висмутин, базовисмутин. Жильные минералы, помимо кварца и турмалина, представлены хлоритом. Содержание олова 0,02–0,2 %, в единичных пробах – до 0,38–8,2 %.

Касситерит-сульфидный тип представлен двумя рудопроявлениями. Одно из них в верховьях р. Тохтубут зафиксировано скважиной, среди измененных гранитоидов вскрыты массивные сульфидные руды, существенно (до 70 %) состоящие из пирита. Кроме него, присутствуют пирротин, арсенопирит, халькопирит, галенит, блеклые руды, станнин, жильный кварц, сидерит. Вторичные минералы – англезит, гетит, ковеллин. Рудная масса рассечена тонкими (до 1 мм) кварцевыми прожилками, содержащими касситерит. Содержание олова 0,2–1,4, в среднем 0,66 %.

Второе рудопроявление находится на акватории западнее м. Б. Ванькин. Здесь скважиной, среди интенсивно гидротермально измененных пород, вскрыты массивные сульфидные руды пирит-марказитового состава с незначительной примесью сфалерита, станнина, пирротина, халькопирита и единичными мелкими зернами касситерита. Содержание олова 0,04 %.

Кроме этих трех минеральных типов руд отмечается еще один, неясной формационной принадлежности, представленный обломками маломощных (~10 см) жил гонкозернистого опаловидного кварца, несущего вкрапленность коллоидного касситерита (деревянистого олова) и сульфидов.

Распределение установленных рудопоявлений неравномерно, отмечаются площади их повышенной концентрации, которые могут рассматриваться как потенциальные рудные поля.

Приведенные данные дают основание предполагать, что наиболее распространенной формой оруденения является жильная и прожилково-штокверковая. Для последней, по-видимому, характерны мелкие размеры зерен и агрегатов касситерита. Подтверждением этого предположения является преобладающая размерность касситерита во всех типах россыпей (класс 0,5 мм).

Россыпная оловоносность. Первые сведения о повышенном содержании касситерита в кайнозойских отложениях на территории Новосибирских о-вов получены при геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000. Систематическое изучение россыпной (и коренной) оловоносности началось в период геологической съемки масштаба 1 : 200 000. Впечатляющие результаты послужили обоснованием для постановки поисковых работ на россыпное олово на севере о. Б. Ляховский уже в 1974 г., параллельно с проведением съемочных работ. С 1978 г. начались поисковые, поисково-оценочные, а позднее и разведочные работы. На остальных островах архипелага промышленно значимой оловоносности не выявлено.

Ляховский оловоносный район. На о. Б. Ляховский и прилегающем шельфе в результате 18-летнего цикла геологосъемочных, поисковых, поисково-оценочных, разведочных и научно-исследовательских работ (1974–1992) был установлен, обоснован и в значительной мере изучен крупный россыпной оловоносный район – Ляховский. На всех этапах работы проводились НПО «Севморгео» (с 1981 г. ПГО «Севморгеология»), его экспедициями и институтом НИИГА–ВНИИОкеангеология.

Ляховский оловоносный район является северным окончанием Чокурдахско-Ляховской металлогенической зоны, в южной части которой локализованы многие россыпные и коренные месторождения Якутской оловоносной провинции. Географически район охватывает о. Б. Ляховский, значительную часть прол. Этерикан и юг о. М. Ляховский. К настоящему времени в пределах Ляховского района открыта серия россыпных объектов различного масштаба, условий локализации и генезиса.

Россыпная оловоносность свойственна в различной степени почти всем генетическим и возрастным разностям рыхлых кайнозойских образований района. Исключение составляют средне-верхнеплейстоценовые образования так называемого едомного комплекса, а также озерно-болотные отложения верхнего плейстоцена и голоцена.

В кайнозойской истории района выделяются две неравноценные по продуктивности эпохи россыпеобразования: палеоцен-миоценовая и миоцен-плейстоценовая, определенные корообразованием. Объем полезного компонента был высвобожден из коренных источников в палеоценовую эпоху, когда формировались мощные коры химического выветривания площадного и линейного типов. Зафиксированная остаточная мощность для линейных зон достигает 20–25, для кор площадного типа – 5–6 м. Высота оловоносность кор химического выветривания установлена на отдельных участках, приуроченных к россыпным объектам. Содержание олова колеблется в широких пределах: от 100–500 г/м³ до 2,4 кг/м³.

В миоцен-плиоценовую эпоху формировались коры преимущественно физического типа выветривания, в меньшей степени способствующие высвобождению рудного

вещества. Этап корообразования был намного короче палеоценового. Большинство участков развития коренных источников было уже закрыто чехлом более древних рыхлых отложений, и образование оловоносных кор происходило на возвышенных и незащеленных участках. В отдельных скважинах, вскрывших основание разреза с корой физического выветривания, отмечено высокое содержание олова до 8 кг/м^3 (северный склон горы Усук-Хайя).

Уровень изученности кайнозойских образований района позволяет достаточно уверенно выделить четыре этапа активного формирования россыпной оловоносности: палеоцен-среднеоценовый ($P_1 - P_2^2$), позднеоценовый - раннемиоценовый ($P_3^3 - N_1^1$), позднемиоценовый - раннеплейстоценовый ($N_1^2 - Q_1$), голоценовый (Q_4).

Россыпемещающие отложения Ляховского района, сформированные преимущественно в доплейстоценовое время, находятся в погребенном состоянии. Их размещение контролируется структурно-геоморфологическими элементами докайнозойского основания, слабо унаследованными современным рельефом.

Морфоструктурный план докайнозойского основания северной, наиболее оловоносной, части Ляховского россыпного района в своих основных чертах возник на рубеже позднего мела - палеогена. Существовавший к этому времени зрелый денудационный рельеф вследствие активизации тектонических движений дробится на относительно крупные блоки, и при разнонаправленных вертикальных движениях формируются основные положительные и отрицательные морфоструктуры (рис. 93).

По особенностям геолого-геоморфологического строения, масштабам и характеру россыпных объектов в пределах Ляховского россыпного района выделяются Североляховский и Западноляховский россыпные узлы и Южная площадь россыпной металлоносности.

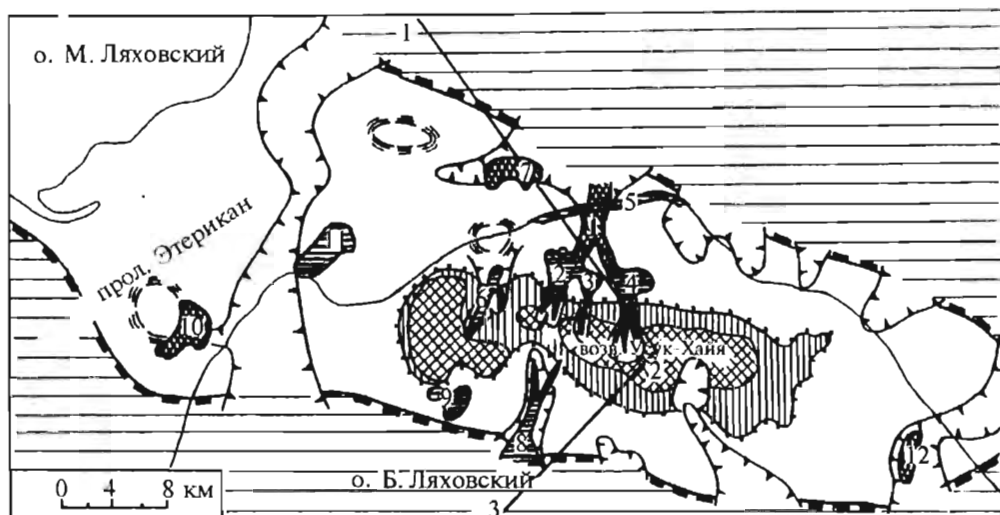
Североляховский россыпной узел расположен на севере о. Б. Ляховский и прилегающем шельфе прол. Этерикан. В плане узел характеризуется относительно изометричной формой (размеры $20 \times 28 \text{ км}$). В его пределах установлено девять россыпных объектов различной морфологии, генезиса и ресурсной значимости. Пять из них объединены общим контуром содержания олова $\leq 200 \text{ г/м}^3$ в качестве Куттинского россыпного поля (рис. 94). Данная группа россыпей в совокупности рассматривается как единое месторождение - Куттинское.*

Кайнозойские образования, вмещающие россыпи поля, локализованы в эрозионно-тектонических депрессиях различной степени проявленности, выработанных в коренном основании, либо приурочены к его поверхности. Наиболее крупной является субмеридионально ориентированная Куттинская депрессия, открывающаяся устьевой частью в компенсированную впадину. Протяженность ее порядка 7 км при ширине 0,5-3,5 км; глубина впадины в устьевой части достигает 70 м. В верховьях депрессия переходит в веерообразные неглубокие ложбины стока.

Наиболее крупный россыпной объект - Мал. Кутта приурочен к вышеупомянутой депрессии, выполненной кайнозойскими рыхлыми образованиями различного генезиса. Самыми древними оловоносными образованиями являются нижнепалеоценовые коры химического выветривания, реликты которых вскрыты отдельными скважинами.

Зафиксированная мощность кор составляет первые метры, содержание олова в них до 1 кг/м^3 . Основной продуктивный горизонт приурочен к полигенным олигоцен-

* Здесь и далее к месторождениям отнесены россыпные объекты (или их группы, как в данном случае) с запасами категории С2; объекты с прогнозными ресурсами, оцененными по категориям Р1 и Р2, классифицируются как россыпи.



Геолого-морфоструктурный профиль
по линии 1 — 2 — 3

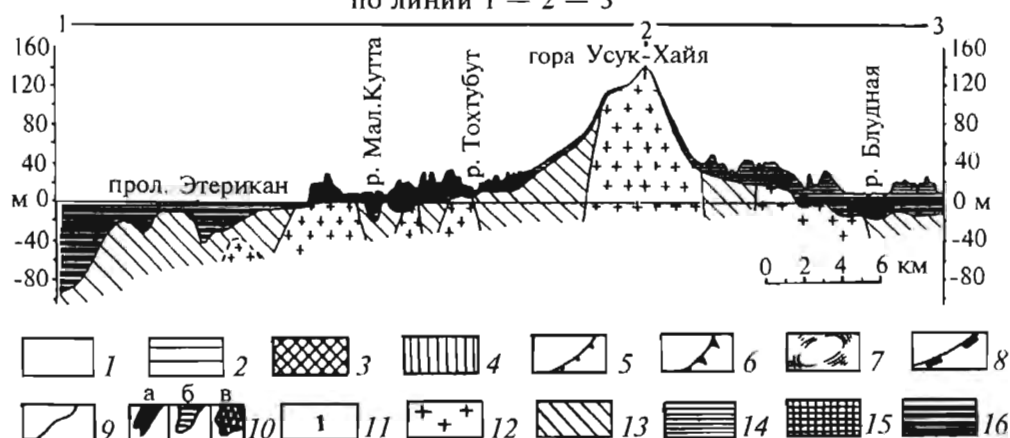


Рис. 93. Схема россыпной оловоносности северной части Ляховского района.

Структурно-геоморфологические элементы: 1 — денудационная равнина (педиплен) на поднятом блоке основания; 2 — компенсированные впадины древнего заложения; 3 — склоны и водоразделы останцовых возвышенностей; 4 — педимент; 5 — бровка педимента; 6 — эрозионно-тектонические депрессии; 7 — локальные малоамплитудные поднятия; 8 — бровка денудационно-тектонического уступа; 9 — современная береговая линия.

Россыпная оловоносность: 10 — генезис россыпей (а — аллювиально-пролювиальный, б — прибрежно-морской, в — полигенный); 11 — россыпные объекты: 1 — Мал. Кутта, 2 — Лев. Кутта, 3 — Пр. Кутта, 4 — Тохтубут, 5 — Кутта-пляж, 6 — Тарская, 7 — Этерикан, 8 — Хоту-Юрях — Блудная, 9 — Коврижка — Гавриша, 10 — Западная, 11 — Боруога, 12 — Хонорбот.

Геолого-морфоструктурный профиль: 12 — раннемеловые гранитоиды; 13 — верхнюрские терригенные отложения; 14 — средне-верхнеплейстоценовые покровные образования «сedomного комплекса»; 15 — комплекс нерасчлененных четвертичных склоновых отложений; 16 — палеоцен-нижнеплейстоценовые рыхлые оловоносные отложения.

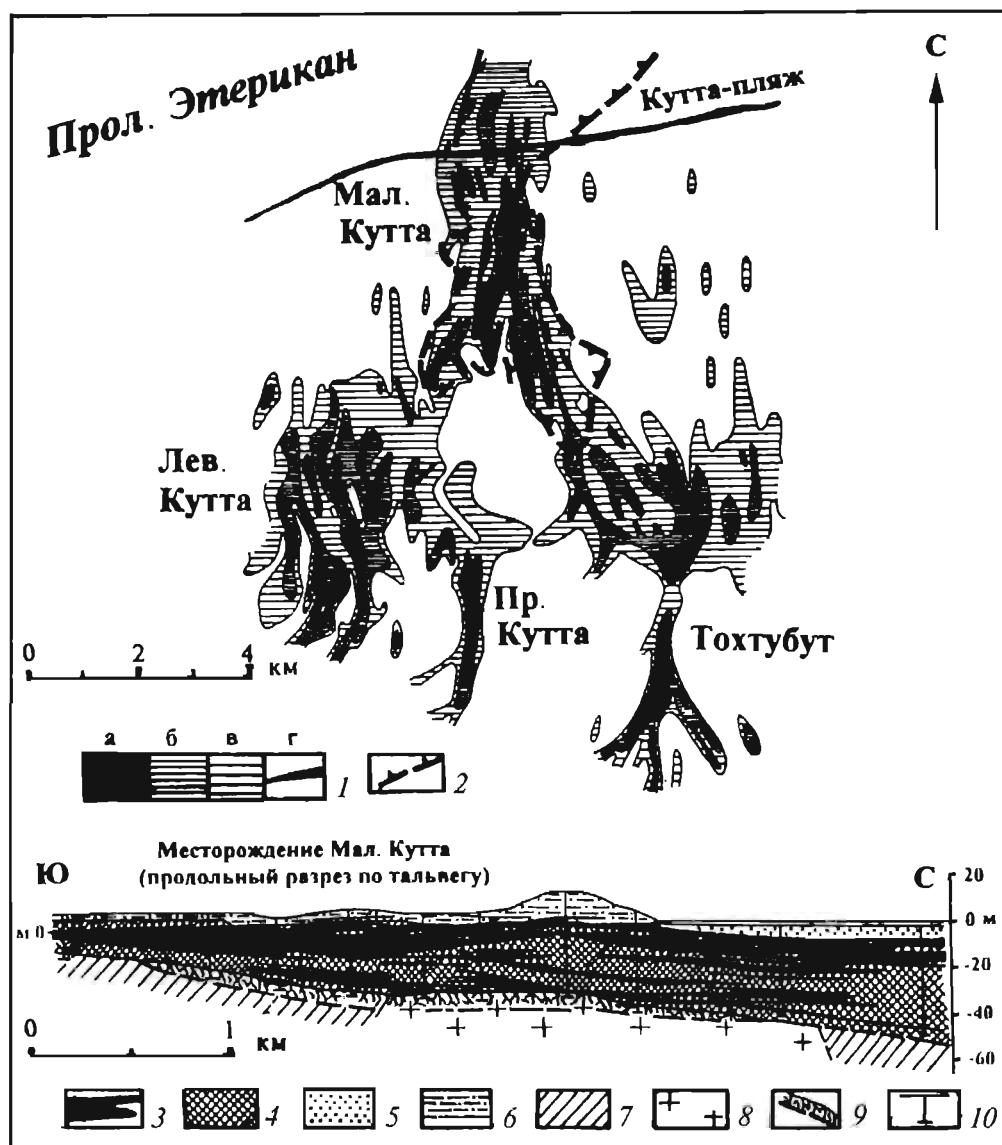


Рис. 94. Россыпные месторождения Кугтинского поля.

1 – россыпные месторождения: а–в – среднее содержание олова ($a > 1$, $b > 0,5$, $v > 0,2$ кг/м³); г – современная пляжевая россыпь; 2 – бровка эрозивно-тектонической депрессии; 3–10 – разрез: 3 – положение продуктивного пласта в разрезе; 4 – палеоцен-нижнеплейстоценовые (P₁–Q₁) полигенные оловоносные отложения; 5 – голоценовые-современные (Q_{IV}) прибрежно-морские оловоносные отложения; 6 – средне-верхнеплейстоценовые (Q_{II-III}) покровные лессово-ледовые образования «седмного комплекса»; 7 – верхисюрские герригенные породы; 8 – раннемеловые гранитоиды; 9 – позднемеловая кора химического выветривания на породах докайнозойского основания; 10 – буровые скважины.

миоценовым и прибрежно-морским плиоценовым – нижнеплейстоценовым отложениям, пространственно совмещенным. Мощность продуктивного горизонта варьирует от 10 до 22 м. Торфы представлены преимущественно льдистыми алевритами среднего – верхнего плейстоцена на суше и прибрежно-морскими голоценовыми отложениями в пределах акватории. Мощность горфов 4–20 м, в среднем 7,1 м. Контуры оловоносного горизонта в плане повторяют в целом конфигурацию россыпемещающей структуры, характеризуюсь при этом линейно-зональным размещением наиболее обогащенных участков. По разрезу распределение концентраций носит неравномерно-ритмичный характер.

По морфологии, параметрам металлоносного пласта и содержанию полезного компонента в пределах россыпи выделяются три участка. В верхней предгорной части ширина пласта составляет 2–2,5 км, максимальная мощность 15 м, содержание олова достигает 1000–3000 г/м³; морфология пласта струйчатая. В средней части россыпи ширина пласта до 1 км, максимальная мощность до 40 м. Содержание полезного компонента до 1000 г/м³; морфология пласта линейно-струйчатая. Нижняя часть россыпи характеризуется линейно-пластовой морфологией. Ширина пласта до 2 км, мощность до 22 м. Среднее содержание олова не превышает 200 г/м³. В целом по месторождению среднее содержание олова 798 г/м³. По своим параметрам, строению и характеру распределения полезного компонента россыпь Мал. Кутта является крупным, относительно выдержанным объектом и по классификации ГКЗ относится ко II группе сложности.

Россыпь Лев. Кутта входит в состав Куттинского месторождения, располагаясь в басс. рек Лев. и Мал. Кутта (верховья), и характеризуется вытянутой в плане формой сложной конфигурации, в которой выделяются две субпараллельные составляющие – западная и восточная. Россыпь приурочена к поверхности коренного основания, а в наиболее продуктивной своей части – к врезанным неглубоким ложбинам стока. Россыпь погребенная, однопластовая, в верховьях продуктивные отложения прослеживаются в руслах современных водотоков. По морфологии, условиям залегания и составу продуктивных отложений россыпь Лев. Кутта (обе составляющие) подразделяется на два участка: верхний, приуроченный к предгорной равнине, и нижний – в пределах педиплена. Торфы россыпи – средне-верхнеплейстоценовые льдистые алевриты средней мощностью 7,9 м. Продуктивный горизонт верхнего участка россыпи представлен комплексом склоновых образований при средней мощности песков 2,4 м, нижнего участка россыпи – прибрежно-морскими плиоценовыми-нижнеплейстоценовыми отложениями при средней мощности 2,8 и ширине обогащенных струй 80–1000 м. Распределение олова неравномерное; среднее содержание полезного компонента по россыпи 1152 г/м³. По классификации ГКЗ россыпь Лев. Кутта отнесена к III группе сложности.

Россыпь Пр. Кутта, также входящая в Куттинское месторождение, приурочена к басс. р. Пр. Кутта. Она расположена в пределах предгорной равнины. Наиболее продуктивная часть россыпи локализована в ложбине стока, выработанной в коренном основании. Россыпь погребенная, однопластовая; торфы представлены льдистыми алевритами мощностью в среднем 6,6 м. Продуктивные отложения – это делювиально-пролювиальные и аллювиально-пролювиальные четвертичные образования и (в реликтах) прибрежно-морские плиоценовые – нижнеплейстоценовые отложения. Мощность пласта в среднем 2,4 м. Распределение олова струйчатое, содержание характеризуется значительной изменчивостью, составляя в среднем по россыпи 1648 г/м³. По классификации ГКЗ россыпь Пр. Кутта отнесена к III группе сложности.

Россыпь Тохтубут, входящая в Куттинское месторождение, расположена в верховьях р. Тохтубут. В структурно-геоморфологическом отношении она приурочена к склону возвышенности и предгорной равнине. По морфологии и условиям залегания продуктивного пласта выделяются два участка россыпи: верхний – в ложковой депрессии на склоне возвышенности и нижний – в пределах денудационной равнины, где россыпь имеет изометричную плащеобразную форму. Верхняя часть россыпи имеет протяженность 3,2 км. Южным своим окончанием россыпь практически выходит на дневную поверхность в руслах и бортах ручьев, составляющих верховья р. Тохтубут. Эта часть россыпи локализована в ложбинах стока, выработанных в коренном основании, с незначительными врезами от 3 до 6 при ширине 160–400 м. Простирается субмеридиональное, средняя ширина пласта около 200 м. Мощность торфов в среднем около 2, средняя мощность песков – 2,3 м. Участок характеризуется крайне неравномерным распределением полезного компонента (282–5459 г/м³). Нижняя плащеобразная часть россыпи имеет мощность торфов в среднем 6,9, мощность песков – 1,9 м. Среднее содержание олова по россыпи 1670 г/м³. Генезис и состав продуктивных отложений аналогичен развитым на участках Пр. и Лев. Кутта. По морфологии, параметрам, распределению полезного компонента россыпь Тохтубут отнесена по классификации ГКЗ ко II группе сложности.

Россыпь Кутта-пляж (в составе Куттинского месторождения) расположена в современной береговой зоне на северном побережье о. Б. Ляховский. Обогащение отложений касситеритом произошло на участках выхода более древних оловоносных толщ в зону современной абразии. Продуктивный горизонт прослеживается в виде узкой полосы протяженностью 9 км. Максимальная мощность 3 м в районе устья р. Мал. Кутта, к востоку и западу мощность сокращается до 0,8–0,4 м. Среднее содержание олова по россыпи 717 г/м³, максимальное (на участках обогащения в волноприбойной зоне) до 14 кг/м³.

Кроме Куттинского поля в Североляховский узел входит еще несколько россыпей (табл. 8).

Таблица 8

ХАРАКТЕРИСТИКА РОССЫПЕЙ СЕВЕРОЛЯХОВСКОГО УЗЛА (ВНЕ КУТТИНСКОГО ПОЛЯ)

Россыпь	Географическое положение	Генезис и возраст продуктивных горизонтов	Параметры пластов			Мощность торфов, м	Среднее содержание олова, г/м ³
			длина	ширина	мощность		
Тарская	Суша	Делювиально- и аллювиально-пролювиальный, $N_1^3-N_2^1$ и прибрежно-морской, N_2-Q_1	4800	160–240	1,6–3,0 (2,9)	1,8–12,4	607
Этерикан	Акватория	Полигенный, P_3-N_1	3800	900–2300	1,2–33,4 (10,9)	4,0–12,8	281
Хоту-Юрях-Блудная	Суша	Делювиально-пролювиальный, $N_1^3-Q_1$ и прибрежно-морской, N_2-Q_1	8000	300–1200	2,2–3,2	11,2 (ср.)	286
Коврижка-Гавриша	»	Прибрежно-морской, N_2-Q_1	Площадь 0,8 + 2,3 км ²		3,5–4,2	7,7 (ср.)	253–309

Западноляховский россыпной узел охватывает северо-западную часть о. Б. Ляховский, юго-запад о. М. Ляховский и прилегающую часть прол. Этерикан. В плане он вытянут в субширотном направлении, размеры его 50×22 км. Узел объединяют два крупных погребенных россыпных объекта – месторождение Западное и россыпь Боруога, расположенных на акватории пролива (рис. 95).

Россыпное месторождение Западное расположено на шельфе у северо-западной оконечности о. Б. Ляховский, в двух километрах западнее м. Б. Ванькин; глубина акватории до 5 м. В районе месторождения по цокольному основанию развита погребенная денудационная равнина, осложненная локальной пологосклонной возвышенностью с абсолютными отметками вершины 15, подножия – 35 м. В 3–3,5 км восточнее подножия возвышенности денудационная равнина сменяется структурно-денудационным склоном. Россыпь приурочена к восточному склону возвышенности с выходом на денудационную равнину и прослежена в северо-восточном направлении на 6,4 при средней ширине 2,6 км (рис. 96). На месторождении выявлены два оловоносных горизонта. Верхний горизонт мощностью 0,8–4 м развит практически по всей площади россыпи. Нижний, приплотиковый горизонт имеет мощность 1,2–14 (в среднем 3,5 м). На склоне куполовидной возвышенности (северо-западный фланг россыпи) два горизонта сливаются в один, с увеличением мощности до 18,4 м. Верхний горизонт представлен металлоносными плиоцен-нижнеплейстоценовыми прибрежно-морскими отложениями. Продуктивные отложения нижнего горизонта

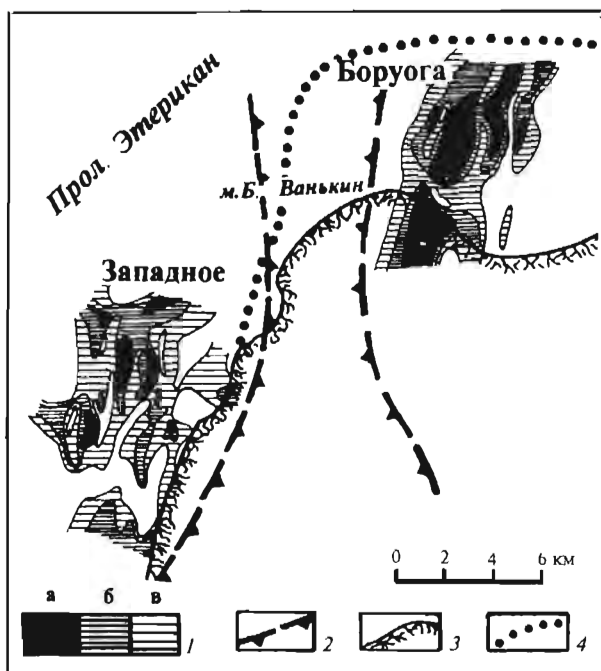


Рис. 95. Россыпные месторождения Западноляховского узла.

1 – россыпные месторождения: а – среднее содержание олова ($a > 1$, $b > 0,5$, $c > 0,2$ кг/м³); 2 – бровка эрозионно-тектонической депрессии; 3 – современная береговая линия; 4 – граница прибрежной отмели (осушки).

представлены палеоценовой корой выветривания и полигенетическими, преимущественно палеоцен-олигоценовыми отложениями. Продуктивные отложения нижнего и верхнего горизонтов разделены толщей неоловоносных, бассейновых отложений олигоцен-миоценового возраста. Мощность непродуктивного горизонта до 35, в среднем 27 м. Продуктивные отложения россыпи перекрыты пачкой торфов. Максимальная их мощность достигает 36,0, минимальная 8,9, в среднем 20 м. Торфы представлены морскими отложениями верхнеплейстоцен-голоценового возраста, алевроитовой толщей средневерхнеплейстоценового возраста и частично прибрежно-морскими плиоцен-нижнеплейстоценовыми песчано-алевритовыми отложениями. Среднее содержание олова по месторождению 1129 г/м³, средняя мощность пласта 7,5 м. По классификации ГКЗ месторождение отнесено ко II группе сложности.

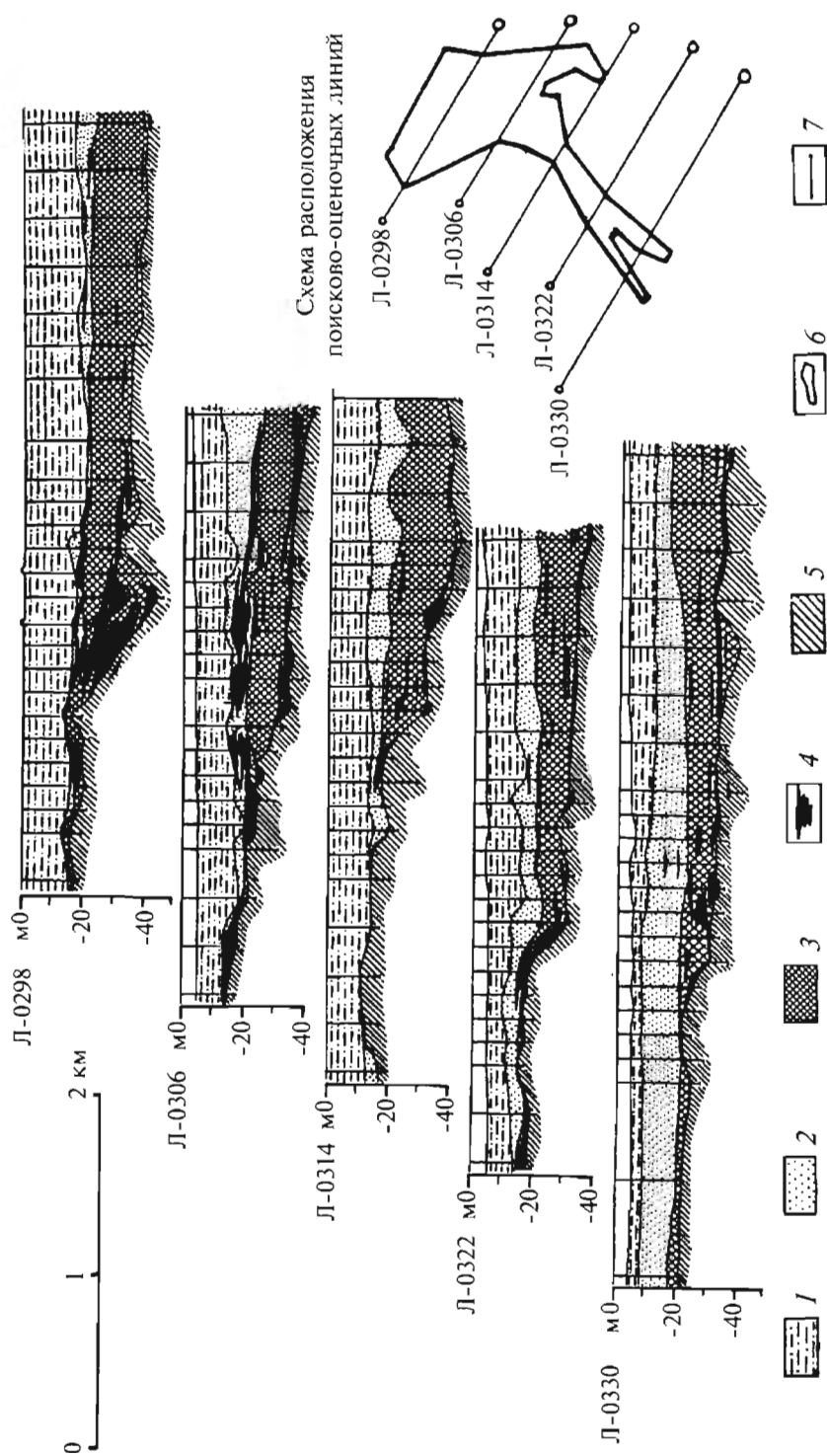


Рис. 96. Блок-схема строения россыпного месторождения Западное.

1 – непродуктивные полигенные среднеплейстоценовые (Q_{3-1}) отложения; 2 – продуктивные прибрежно-морские верхнеплейстоценовые – нижнеплейстоценовые (N_2-Q_1) отложения; 3 – продуктивные подлинные палеоценовые – нижнеоценовые (P_1-N_1) отложения; 4 – положение оповоносного пласта в разрезе; 5 – верхнеюрские (J_3) терригенные отложения; 6 – геометризованные контуры месторождения; 7 – поисково-оценочные линии.

Крупная россыпь Боруога расположена на шельфе прол. Этерикан, в 2 км на северо-восток от м. Б. Ванькин, в пределах современной осушки. Россыпь погребенная, плащеобразная однопластовая, залегает на денудационной равнине на границе с эрозионно-тектонической депрессией. Россыпь вытянута в юго-западном направлении на 3,3 км, при ширине 1,6 км и отличается самым простым строением среди россыпных объектов Ляховского района. Продуктивный пласт характеризуется наличием двух литологически различающихся горизонтов: верхнего – преимущественно песчаного, и нижнего – гравийно-галечного, мощность которых сопоставима между собой. Максимальная мощность продуктивных отложений 9,4, минимальная 2,2 м. Распределение полезного компонента по пласту неравномерное, содержание по россыпи до 4193 г/м³. В корях выветривания, фиксируемых в субстрате коренного основания, содержание олова составляет 500 г/м³ и более. Верхней границей торфов, как и на месторождении Западное, является морское дно (поверхность осушки), нижняя граница, как правило, совпадает с кровлей продуктивных прибрежно-морских верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых отложений. Средняя мощность их 15 м. Торфы представлены верхнеплейстоценовыми – голоценовыми морскими илами, алевритами, реже песками средне-позднеплейстоценового возраста. Граница торфов и продуктивных отложений субгоризонтальная, четкая. Среднее содержание олова по россыпи 1883 г/м³ при мощности пласта 4,3 м. По классификации ГКЗ россыпь Боруога отнесена ко II группе сложности.

Южная россыпная площадь расположена на крайнем юго-востоке о. Б. Ляховский и примыкающей акватории прол. Дм. Лаптева. На суше она охватывает бассейны водотоков, дренирующих южный и западный склоны горы Эмий-Таас. Значимая россыпная оловоносность установлена в современных аллювиальных и прибрежно-морских, а также плиоцен-нижнеплейстоценовых прибрежно-морских отложениях. В аллювии наиболее высокое весовое содержание касситерита зафиксировано в руч. Предмайский – 2–58 г/м³. В современных прибрежно-морских отложениях содержание касситерита в морской террасе до 40, в пляжевых образованиях до 120 г/м³. На локальных участках намыва концентрата тяжелых минералов содержание касситерита достигает первых килограммов на кубический метр. Наиболее высокие и выдержанные концентрации (100–2146 г/м³) установлены в пляжевых отложениях на междуречье Предмайский – Мал. Харакан. Современные донные отложения на прилегающей акватории были опробованы буровыми скважинами с максимальным удалением от берега на 1450 м. Наибольшее содержание касситерита зафиксировано в районе устья руч. Предмайский (до 118 г/м³) при плавном уменьшении по мере удаления от береговой линии. В плиоцен-нижнеплейстоценовых прибрежно-морских отложениях, вскрытых расчистками и скважинами на участке 1,5 км × 100 м вдоль побережья, содержание касситерита составило 10–300 г/м³ при установленной мощности отложений до 9 м. При картировочном бурении на акватории к востоку и северо-востоку от м. Шалаурова в интервале глубин –50...–180 м зафиксировано содержание олова от 9 до 1020, при среднем содержании 86 г/м³. Оловоносные горизонты максимальной мощностью до 21 м приурочены к полигенным миоценовым, олигоцен-миоценовым и олигоценовым отложениям.

Типизация россыпных объектов Ляховского россыпного района, основанная на морфогенетических особенностях и условиях локализации, генетических и возрастных характеристиках продуктивных горизонтов, морфологии и строении россыпных тел иллюстрируется табл. 9. Главенствующими типами являются россыпи палеодепрессий, структурно-денудационных склонов, абразионных площадок в пределах денудационных равнин. Наиболее показательным объектом первого типа является россыпь

**МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ВОЗРАСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ
РОССЫПЕЙ ЛЯХОВСКОГО ОЛОВОНОСНОГО РАЙОНА**

Россыпь	Россыпелокализирующий контроль	Морфология россыпи, количество пластов	Средняя мощность пластов, м	Возраст и генезис основных продуктивных пластов
Североляховский узел				
М. Кутта	Эрозионно-тектоническая палеодепрессия	Изометрично удлиненная; двухпластовая	12	P_1-N_1 , полигенные; N_2-Q_1 , прибрежно-морские
Лев. Кутта	Денудационная равнина	Изометрично удлиненная, плащеобразная; однопластовая	2,3	N_2-Q_1 , прибрежно-морские
Пр. Кутта	То же	То же	2,4	То же
Тохтубут	»	»	2,6	»
Кутта-пляж	Современная береговая зона	Линейная; однопластовая	1,6	Q_4 , прибрежно-морские
Тарская	Эрозионно-тектоническая палеодепрессия	То же	2,9	N_2-Q_1 , прибрежно-морские
Этерикан	То же	Изометрично удлиненная; однопластовая	10,9	P_1-N_1 , полигенные
Хоту-Юрях-Блудная	»	Изометрично удлиненная; одно-двухпластовая	3,2 2,2	N_2-Q_1 , прибрежно-морские
Коврижка-Гавриша	Денудационная равнина	Изометричная, плащеобразная; однопластовая	3,5 4,2	То же
Западноляховский узел				
Западная	Структурно-денудационный склон	Изометрично удлиненная; двухпластовая	7,5	P_1-N_1 , полигенные; N_2-Q_1 , прибрежно-морские
Боруога	Денудационная равнина	Изометричная плащеобразная; однопластовая	4,3	N_2-Q_1 , прибрежно-морские
Южная площадь				
Участок Предмайский	Современная береговая зона	Линейная; однопластовая	От 2,3 до 9	Q_{3-4} , прибрежно-морские

Мал. Кутта, второго – россыпь Западная, третьего – россыпь Боруога. Все россыпи автохтонные, формировались при минимальном переносе полезного компонента; большинство россыпей погребенные. Суммарные ресурсы Ляховского района соответствуют половине всех разведанных на сегодня запасов россыпного олова арктической части Якутии, а по масштабу разведанных запасов можно уверенно говорить о наличии двух крупных россыпных месторождений: Западное на шельфе прол. Этерикан и Кулгинское в прибрежной части о. Б. Ляховский. К классу крупных следует отнести и россыпь Боруогу (оцененную по категории P_1), также расположенную на шельфе. Общее соотношение запасов на суше и акватории 1:2.

Орсол рассеяния касситерита обнаружен в отложениях современного пляжа на юго-западе о. М. Ляховский, протяженность орсолоа вдоль берега составляет 12 км при ширине до 50 м. Содержание касситерита до 150 г/м^3 локализовано на небольшом участке и падает к флангам ореола до десятков и первых граммов на кубический метр. Знаковые и малые весовые (до 5 г/м^3) количества касситерита фиксируются в аллювиальных и озерно-аллювиальных плейстоцен-голоценовых образованиях других частей острова.

На о-вах Анжу (север о-вов Фаддеевский, Новая Сибирь и Земля Бунге) знаковая и весовая (до 5 г/м^3) оловоносность характеризует голоценовые, верхнеплейстоценовые и плиоцен-нижнеплейстоценовые аллювиальные, озерно-аллювиальные и морские отложения.

Ископаемая мамонтовая кость. Ископаемая мамонтовая кость – уникальное полезное ископаемое органогенного происхождения, встречающееся в промышленных масштабах только в Арктике. Это определяется двумя главными факторами – условиями захоронения в зоне развития вечной мерзлоты, способствующей длительной и надежной ее консервации, и комплексом криогенных процессов, создающих обстановку формирования скоплений этого полезного ископаемого.

Новосибирские острова входят в состав Североякутской костеносной провинции, охватывающей о-ва и прибрежные территории от Хатангского зал. до устья р. Колыма. Новосибирские острова – ведущий район по ресурсам и качеству кости, добыча которой велась там уже в конце XVIII в. Исходным коллектором, в котором мамонтовые бивни пребывают в первичном залегании, являются верхнеплейстоценовые лессово-ледовые образования так называемого едомного комплекса; продуктивным (на скопления мамонтовой кости) является весь комплекс голоценовых терригенных образований, сформированных за счет пород «едомного комплекса».

Скопления ископаемой мамонтовой кости относятся к классу россыпей. Разработанная во ВНИИОкеангеология морфогенетическая типизация россыпей базируется на анализе геолого-геоморфологических обстановок их формирования и размещения. Такой подход позволил выделить две группы россыпей – прибрежно-морские и континентальные, принципиально различные по характеристикам и промышленной значимости (Смирнов, 1998). Все выделенные типы россыпей поверхностные (приповерхностные), по возрасту современные. К группе прибрежно-морских россыпей, ведущей по промышленной значимости, относятся линейные пляжевые россыпи. Ко второму типу этой группы относятся площадные литоральные россыпи, формирующиеся на прибрежных отмелях и осушках. В группе россыпей континентального генезиса также выделены два морфогенетических типа. Первый – линейные аллювиальные россыпи; второй – площадные криогенные россыпи, формирующиеся на поверхности лессово-ледовой равнины. Все выделенные типы россыпей (табл. 10) характеризуются крайней неравномерностью распределения полезного

ТИПИЗАЦИЯ РОССЫПЕЙ ИСКОПАЕМОЙ МАМОНТОВОЙ КОСТИ

Морфогенетический тип россыпей	Геоморфологическая приуроченность	Морфологические особенности и возможные параметры продуктивных участков (особенности строения и т. д.)
Россыпи шельфовых обстановок (прибрежно-морские)		
Линейные пляжевые	Современный пляж, морская терраса	Протяженность участков, ориентированных вдоль береговой линии, до 15–20 км при ширине 30–300 м
Площадные и линейные литоральные	Прибрежные отмели (глубина 1–2 м), осушки	Морфология участков ленточная или изометрично-удлиненная, ориентация субпараллельна береговой линии, протяженность до 15–20 км при ширине от 100–250 м до 1,5–2 км
Россыпи континентальных обстановок		
Линейные аллювиальные	Долины рек, ложки	Морфология участков соответствует конфигурации фрагментов гидросети, протяженность до 10 км
Площадные криогенные	Поверхность эолово-ледовой равнины, озерно-аласные котловины	Участки соответствуют полям развития образований «едомного комплекса», площадь их десятки-сотни квадратных километров

компонента. Важным показателем промышленной значимости россыпей является их способность к регенерации.

Представление о ресурсах ископаемой мамонтовой кости района Новосибирских о-вов базируется на материалах работ СПО «Северкварцсамоцветы», проводившего поисковые и поисково-оценочные работы в 1979–1990 гг. Скопления бивней и их обломков были зафиксированы на 12 участках; по результатам оценки два из них – «Поворотное» на о. Новая Сибирь и «Ванькино» на о. Б. Ляховский признаны наиболее перспективными. Общие запасы и ресурсы ископаемой мамонтовой кости по Новосибирским о-вам по категории C_2 – 17,1, по P_1 – 25,6 т товарной кости (Гавриляк и др., 1989.; Голубев и др., 1990).

Горючие полезные ископаемые. Каменные и бурые угли. На о-вах Анжу – центральной группе островов Новосибирского архипелага – располагается весьма крупный по ресурсам угленосный бассейн, включающий в себя четыре месторождения и до 15 проявлений каменного и бурого угля позднемезозойского и кайнозойского возраста.

Каменные угли. Угленосная формация проявлена в апт-альбских отложениях нижнего мела и представлена тремя месторождениями каменного угля, сосредоточенными на о. Котельный, и небольшим проявлением на о. Беннетта. Все три месторождения открытого типа, многопластовые, с суммарными ресурсами порядка 3 млрд т (рис. 97).

Балыктахское месторождение расположено в среднем течении р. Балыктах. Угленосные отложения выходят на дневную поверхность и лишь на небольших площадях перекрыты маломощным (2–10 м) рыхлым чехлом. На месторождении установлено девять пластов углей мощностью 1–25 м. Они разделены прослоями мощностью 15–40 м осадочных пород различного состава и степени литификации.

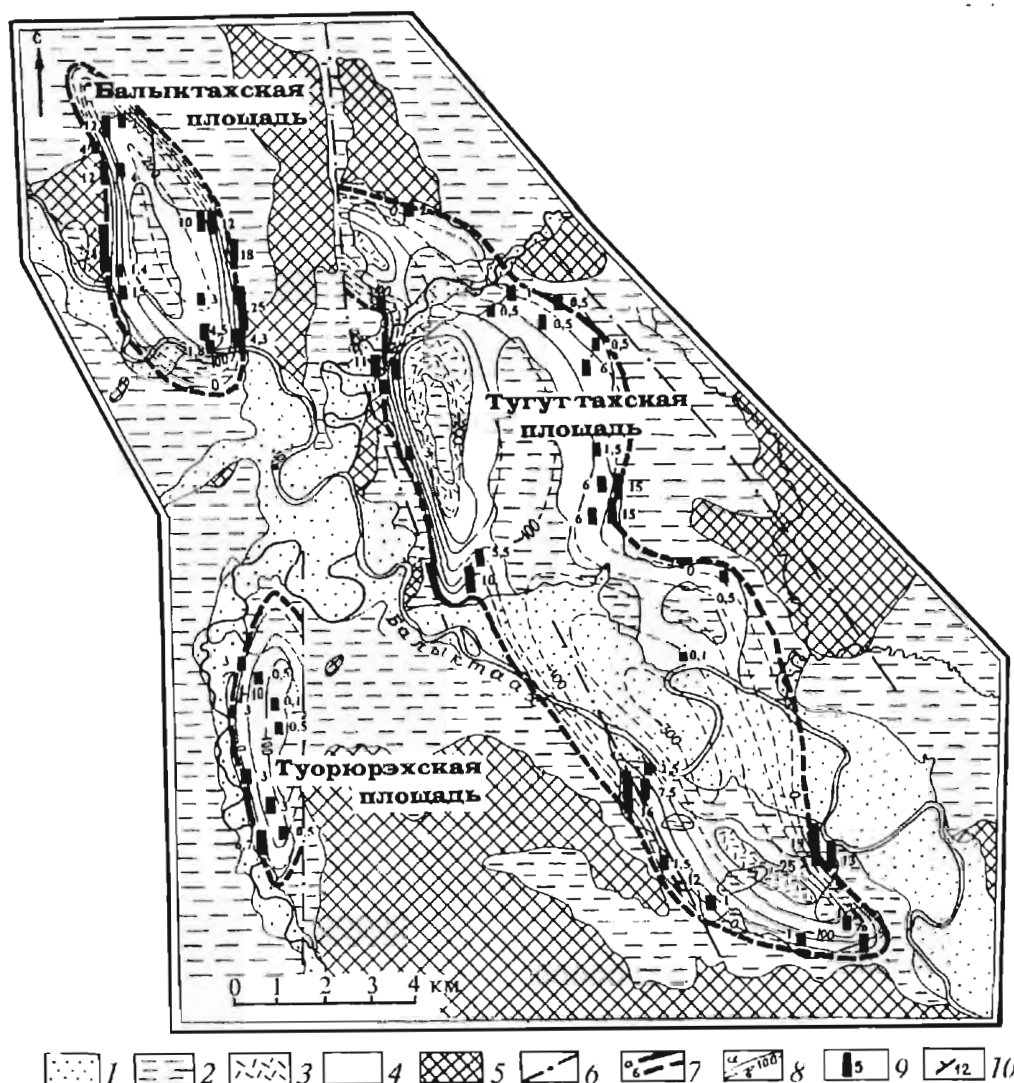


Рис. 97. Схема угленосности меловых отложений о. Котельный (по мат. В. Ф. Непомилуева, М. К. Косько и др., 1977).

1 – современные аллювиальные отложения; 2 – средне-верхнеплейстоценовые полигенные образования «седмного комплекса»; 3 – нижнемеловые лапариты и их туфы; 4 – нижнемеловые угленосные терригенные отложения балыктахской свиты; 5 – терригенно-осадочные породы среднего палеозоя – среднего мезозоя; 6 – предполагаемые тектонические нарушения; 7 – выходы на поверхность нижнего угольного пласта (а), в том числе – перекрытого четвертичными образованиями (б); 8 – стратонизогилсы по подошве нижнего угольного пласта; а – достоверные, б – предполагаемые; 9 – выходы угольных пластов с установленной мощностью, в том числе суммарной; 10 – элементы залегания пород.

Строение месторождения определяется его приуроченностью к асимметричной синклинали северо-западного простираия. Установленная площадь месторождения ограничивается линией выхода нижнего пласта. Суммарная мощность пластов угля до 50 м. Коэффициент угленосности месторождения 17–22 %.

Тугуттахское месторождение расположено в междуречье Тугуттаха и Балыктаха. На месторождении установлены три пласта угля мощностью от 4 до 19 м, приуроченных к нижней части разреза, а также шесть прослоев угля мощностью 0,2–0,5 м. Месторождение приурочено к синклинали северо-западного простираия. Площадь месторождения ограничивается линией выхода на поверхность нижнего пласта. Пласты простые по строению. Суммарная мощность пластов угля Тугуттахского месторождения до 40 м. Коэффициент угленосности 8–16 %.

Туорурэхское месторождение (рис. 98) находится в нижнем течении р. Юстях-Сала (Туор-Юрях). Угленосные отложения приурочены к моноклинали, ограниченной с востока разломом. На месторождении установлены четыре пласта угля мощностью от 1 до 13 м. Площадь месторождения оконтуривается линией выхода на поверхность нижнего пласта и линией разлома. Пласты простые по строению. Суммарная мощность пластов достигает 13 м. Коэффициент угленосности месторождения 8 %.

Угли всех трех месторождений относятся к двум классам: гелитолитов и фюэнолитов.

По стадии метаморфизма угли длиннопламенные подстадии D_1 ; малозольные ($A^c = 3,0–9,3\%$) и малосернистые ($S^c_{\text{общ}} = 0,2–0,6\%$). Выход летучих (V^a) составляет 33,8–50,1 %, теплота сгорания $Q^a_{\text{расч}} = 6579–7396$ ккал.

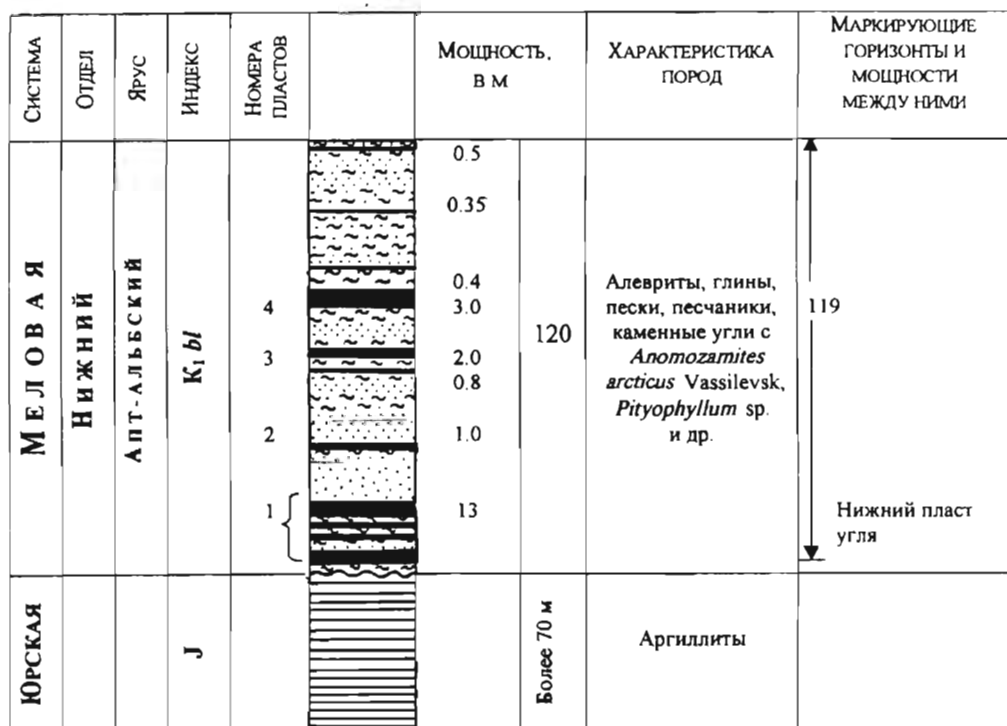


Рис. 98. Сводный разрез Туорурэхского месторождения.

Каменноугольное проявление на о. Беннетта расположено на северо-западном берегу о-ва, в 2,5 км северо-восточнее м. Эммы. Здесь, в толще нижнемеловых алевроитов и песчаников, наблюдаются высыпки каменного угля, сходного по степени литификации с углями месторождений о. Котельный.

Бурые угли. На Новосибирских о-вах известны одно крупное месторождение с ресурсами, оцениваемыми в 1,8 млрд т и пятнадцать разновозрастных проявлений бурых углей в отложениях верхнего мела (сеноман-туронских), эоцена и олигоцена – миоцена.

В сеноман-туронских отложениях установлены месторождение бурого угля открытого типа на о. Новая Сибирь и три проявления закрытого типа, вскрытые скважинами на о-вах Фаддеевский, Земля Бунге и в зал. Геденштрома.

Деревянногорское месторождение находится на южном побережье о. Новая Сибирь. Месторождение открытого типа. Всего здесь выявлено десять угольных пластов мощностью от 0,3 до 9,7 м. На большей части площади залегание угленосных отложений субгоризонтальное. Суммарная мощность угольных пластов в разрезе изменяется от 35 до 46 м. Коэффициент угленосности месторождения весьма высок – 32–42 %.

Проявления бурого угля в сеноман-туронских отложениях на о-вах Фаддеевский, Земля Бунге и в зал. Геденштрома вскрыты единичными скважинами. В проявлениях зафиксировано по два угольных пласта с резко различными мощностями: 0,2–0,75 и 9,0–9,2 м.

В эоценовых отложениях (анжуйская свита) проявления бурого угля установлены на о-вах. Котельный, Фаддеевский, Новая Сибирь и Земля Бунге. Всего в разрезах эоцена установлено до шести пластов угля мощностью от 0,5 до 12,0 м, вскрытых буровыми скважинами, а на о-вах Фаддеевский и Новая Сибирь они наблюдались и в естественных обнажениях. Суммарная мощность угольных пластов 1–21,5 м.

В олигоцен-миоценовых отложениях установлено шесть проявлений бурого угля в виде маломощных пластов (до 1 м) и линз (мощностью до 5,5 м) небольшой протяженности. Три проявления – на о-вах Котельный и Новая Сибирь – наблюдаются в естественных обнажениях. Всего в разрезе олигоцен-миоценовой угленосной толщи установлено до шести пластов угля, общая мощность угольных пластов по разрезу достигает 14 м.

По составу все бурые угли гумусовые, в их образовании участвуют витриниты (25–100 % углефицированной массы), фюзениты, семифюзениты и липондиниты. По стадии метаморфизма все эти угли относятся к группе буроугольных подстадии B_{1-2} (табл. 11).

В завершение краткой характеристики полезных ископаемых следует отметить, что разнородность геологического строения архипелага определила различия в минеральности островов, сочетающие в себе как эндогенные рудные формации (олово), так и экзогенные россыпи олова и мамонтовой кости и биогенные – каменные и бурые угли.

Особо следует подчеркнуть, что Ляховский оловоносный район, в котором выявлен и частично разведан ряд оловоносных россыпей различных геолого-промышленных типов, является одним из крупнейших на Северо-Востоке России. Основные объекты относятся к крупным и очень крупным россыпям длительного (эоцен-голоценового) развития. Вероятно также наличие значительных ресурсов коренного олова.

По ресурсам ископаемой мамонтовой кости, скопления которой приурочены к позднплейстоцен-голоценовым отложениям, архипелаг относится к богатейшим районам мира.

**СВОДНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ
УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ**

Месторождение	Балыктахское	Тугуттахское	Туорюрэхское	Деревянно-горское
Местоположение (остров)	Котельный			Новая Сибирь
Возраст угленосной толщи	Нижний мел (апт – альб)			Верхний мел (сеноман – турон)
Вмещающая структура, строение	Синклиналь		Моноклиналь, ограниченная разломом	Сложное складчато-блоковое
Тип м-ния, глубина залегания угленосной толщи	Открытое, до 250 м		Открытое, до 150 м	Открытое, 38–122 м
Оконтуренная площадь м-ния (км ²)	14	72	6,2	35
Кол-во пластов	9	3	4	10
Мощность пластов (м), (от – до)/сумма	<u>1–25</u> 44–50	<u>4–9</u> 20–40	<u>1–13</u> 13	<u>0,3–9,7</u> 35–46
Коэффициент угленосности (%)	17–22	8–6	8	32–42
Марка угля	Каменный, длиннопламенный, подстадии Д ₁			Бурый, подстадии Б _{1,2}
Значимость м-ния, прогнозные ресурсы (млрд т)	Крупное, 0,6	Крупное, 2,2	0,075	Крупное, 1,8

Весьма значима по масштабам угленосность архипелага, представленная крупными месторождениями каменного и бурого углей.

Установленный комплекс полезных ископаемых и значительные масштабы их ресурсов могут стать в будущем минерально-сырьевой базой нового арктического высокоширотного горнопромышленного района.

Россыпная минерализация прибрежно-шельфовых зон

Рассмотренный ранее оловоносный Ляховский район в арх. Новосибирские о-ва и Чокурдахский россыпной узел (Ванькина губа моря Лаптевых) объединяются в более крупный таксон – Восточнолаптевскую зону со сходством источников питания – гранитоидных интрузий мелового возраста, образующих Чохчуро-Чокурдахско-Ляховский ряд. В Чокурдахском узле источником питания россыпи служит одноименное месторождение касситерит-силикатной формации, связанное с небольшой интрузией гранодиоритов. Россыпь причленена к пляжу и полностью располагается на дне акватории (глубина моря до 4 м, расстояние от берега до 1 км), будучи приуроченной к абразионно-тектоническому уступу и древним береговым линиям. Продуктивные горизонты имеют в основном прибрежно-морской, в меньшей мере аллювиальный, пролювиально-аллювиальный, делювиально-пролювиальный генезис, и широкий возрастной диапазон – от олигоцена до голоцена, и

практически сливаются в одно линзообразное тело. мощность которого в центральной части достигает 86 м (рис. 99). Содержание олова меняется значительно, достигая $6,9 \text{ кг/м}^3$, а в среднем равно 737 г/м^3 . Торфы практически отсутствуют. На пляже фиксируется горизонт мощностью 1–2,5 м с незначительной оловоносностью ($100\text{--}500 \text{ г/м}^3$).

На дне Ванькиной губы в толще миоцен-нижнелайстоценовых морских осадков близ устья р. Нуогай и м. Нерпичий известны погребенные оловоносные горизонты мощностью от 1–2 до 11,5 м с содержанием олова от нескольких граммов до $1,0\text{--}1,1 \text{ кг/м}^3$. Близ м. Туруктах в Селляхской губе и на ее побережье оловоносны

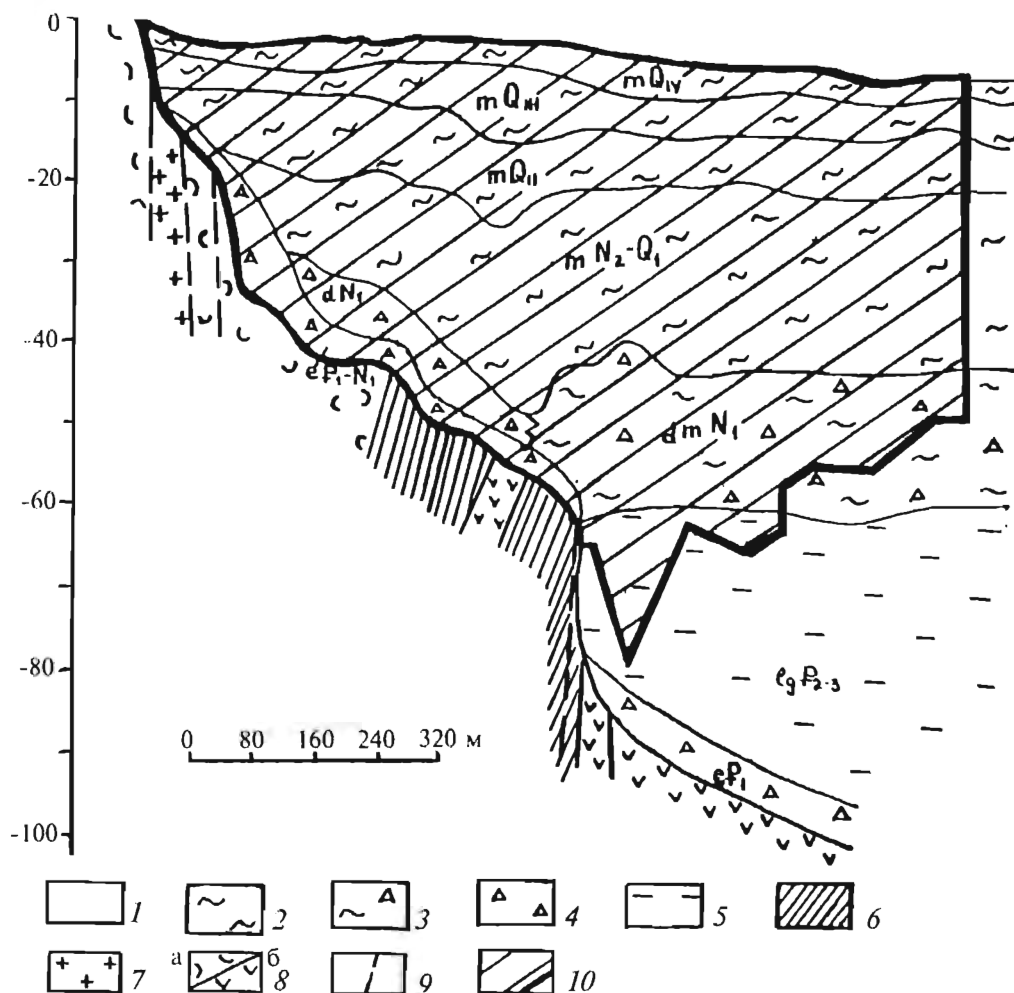


Рис. 99. Геологический разрез Чокурдахской россыпи касситерита в Ванькиной губе моря Лаптевых.

1 – вода; 2–5 – рыхлые образования (2 – морские Q_{IV} , Q_{III} , Q_{II} , N_2-Q_1 , 3 – делювиально-морские N_1 , 4 – делювиальные и элювиальные N_1 , P_1-N_1 , P_1 , 5 – лагунно-морские $P_{2,3}$); 6–8 – коренные породы: 6 – алевролиты, сланцы, 7 – гранитоиды, 8 – туфы, туфолавы (а), андезиты (б); 9 – разрывные нарушения; 10 – контур оловоносного пласта.

погребенные (на глубине 20–50 м от дневной поверхности) плиоцен-нижнечетвертичные отложения. Продуктивные пласты прослежены на расстояния от первых сотен метров до первых километров при мощности 1–6 м и крайне неравномерном содержании олова (от десятков до 3580 г/м³). В донных осадках губы оконтурен ореол рассеяния касситерита площадью 16 км² при содержании олова до 15 г/м³. В нижнечетвертичных отложениях на дне губы Эбелях под торфами мощностью 20–50 м обнаружены оловоносные (18–75 г/м³) слои.

На пляжах и в низких морских террасах вдоль побережья прол. Дм. Лаптева (п-ов Св. Нос) плиоцен-голоценовые отложения содержат касситерит до первых сотен г/м³.

В Анабаро-Хатангском и Усть-Ленском россыпных районах на пляжах Хатангского и Анабарского заливов и бухты Нордвик, о. Бегичева и в дельте р. Лена зафиксированы орсолаи рассеяния золота и спутников алмаза (пироп, пикроильменит, хромдиопсид), находки зерен алмазов в современных прибрежно-морских и аллювиальных отложениях. Зерна алмазов имеют размер до 1–2 мм в диаметре, содержание их колеблется от долей миллиграмма до 0,04 г/м³.

ВОСТОЧНОСИБИРСКО-ЧУКОТСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ БАСЕЙН

Современный седиментационный бассейн шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей простирается с запада на восток от о-вов Анжу до побережья Аляски за пределы государственной границы России, по протяженности составляя половину арктической континентальной окраины Азии (рис. 100).

Со стороны океана к шельфу примыкают, начиная с запада, хр. Ломоносова, котловина Подводников (Толля), поднятие Менделеева, Чукотская впадина, Чукотское плато и хр. Нортвинд. Эти морфоструктуры представляют собой различные стадии преобразования континентальной коры. Начальные стадии проявлены на восточном участке от хр. Менделеева до поднятия Нортвинд. Наиболее продвинут процесс в котловине Подводников, но и здесь мощность коры, наличие утоненного «гранитного» слоя, малая (2,5–3,0 км) относительно океанических глубина, отсутствие признаков осесимметричного спрединга не позволяют считать эту структуру типично океанической и допускают лишь далеко зашедшую деструкцию континентальной коры.

Шельфовый седиментационный бассейн отделен от океанического ядра протяженной полосой моноклинальных бассейнов континентального склона и подножия, образованных проградационными клиноформными комплексами.

Со стороны континента современные шельфовые седиментационные бассейны обрамляются неотектоническими поднятиями, в которых обнажаются разнообразные структурно-вещественные комплексы позднекиммерийского складчатого пояса, простирающегося от Верхоянья до Берингова прол. и далее на Аляску в хр. Брукса. Общим для пояса является меловой возраст последнего мощного конструктивного тектогенеза. Структуры пояса распространяются с юга на шельф под осадочным покровом.

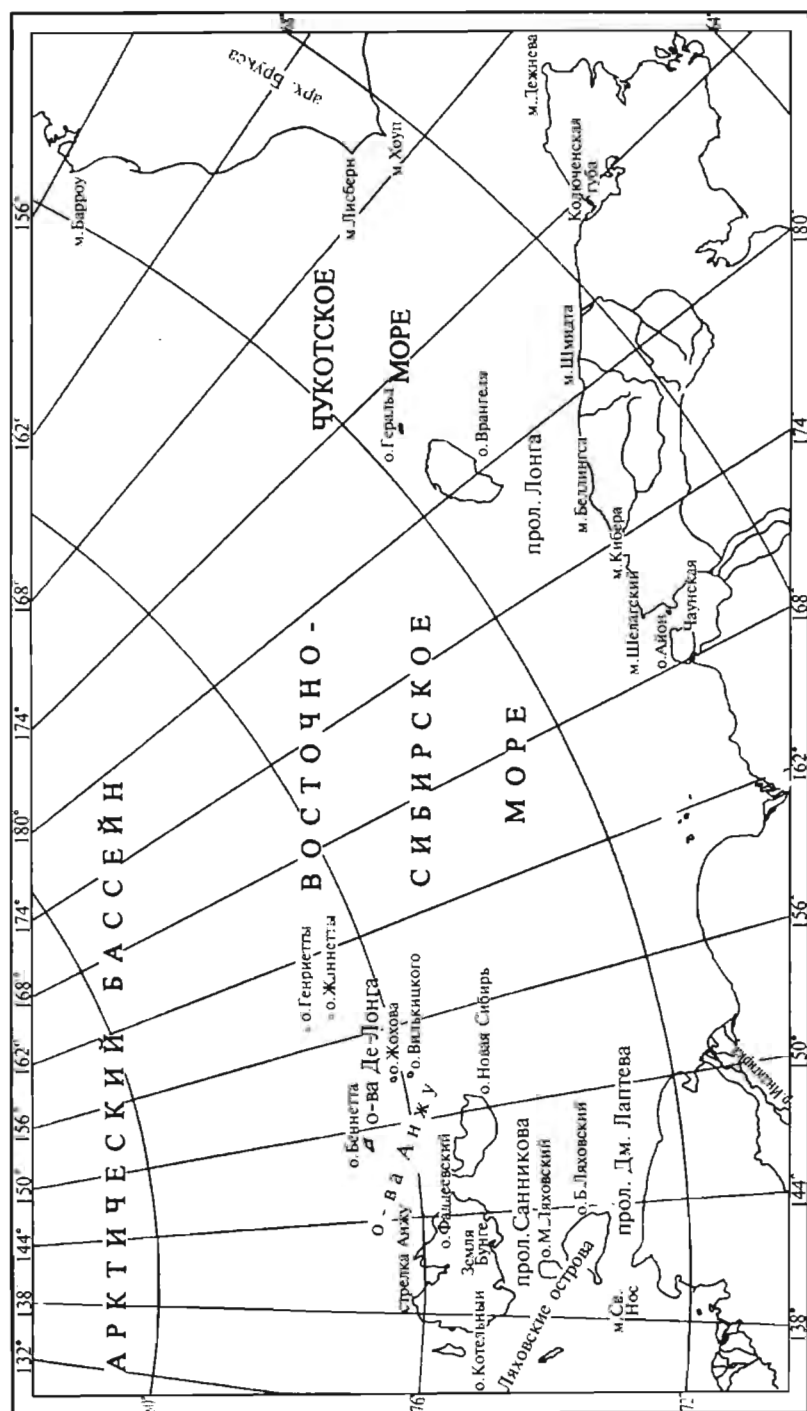


Рис. 100. Обзорная карта Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА

Геологическая и геофизическая изученность. Геология островов и побережья восточных морей известна достаточно детально, чтобы обеспечить структурные и палеотектонические построения на акватории. Основная региональная геологическая информация получена в результате систематической кондиционной геологической съемки м-ба 1 : 200 000, которая выполнена на материке и на Новосибирских о-вах, включая съемку шельфа в районе о. Б. Ляховский.

Геологические наблюдения на акватории сводились в основном к опробованию верхней части осадочного чехла дночерпателями и грунтовыми трубками с судов. Большая часть опробования выполнена в составе комплексных гидрографических исследований. Глубина проникновения трубки в грунт, как правило, не превышала 3–5 м. В Восточно-Сибирском море выполнено около 1500 станций, в Чукотском море – около 1000 грунтовых станций. Плотность опробования севернее 72° с. ш. составляет примерно одна станция на 1000 км² и реже, южнее – одна станция на 500–1000 км², и лишь отдельные прибрежные участки характеризуются одной станцией на 20–100 км².

Успехи в познании верхних горизонтов осадочного чехла являются в первую очередь результатом осуществления двух этапов региональных комплексных исследований, реализованных благодаря теснейшему сотрудничеству организаций Главсевморпути, Министерства геологии и ВМФ. Первый начиная с 1952 г. завершился обобщающими публикациями Н. Н. Лапиной (1968) и Ю. П. Семенова (1965). Результаты второго этапа (1976–1985) и синтез всей информации представлены в фондовых работах геологов ВНИИОкеангеология и ряде публикаций (Кошелева, Яшин, 1999; Поляк, 1982; Яшин, Кошелева, 1994; Павлидис, 1982).

Геофизическая изученность акваторий остается слабой. Аэромагнитной съемкой м-ба 1 : 1 000 000 и крупнее покрыта акватория моря Лаптевых и западная половина Восточно-Сибирского моря. Восточная половина Восточно-Сибирского моря и Чукотское море покрыты площадными съемками с расстоянием между маршрутами 25–40 км. На большую часть площади имеются кондиционные гравиметрические карты м-ба 1 : 1 000 000, и около 20 % акватории закартировано лишь в м-бе 1 : 2 500 000. На отдельных ключевых участках выполнены съемки м-бов 1 : 200 000 и 1 : 500 000.

Сейсмическая изученность акватории не превышает рекогносцировочного уровня (рис. 101). В северо-западной части Восточно-Сибирского моря в 1985 и 1974–1980 гг. комплексные сейсмические работы (МОВ, МПВ и ГСЗ) выполнялись НИИГА и ПМГРЭ НПО «Севморгеология» (Ю. А. Александров, О. А. Шалаевская и др.) по методике наледных точечных зондирования и с дрейфующих станций СП-13 и СП-22. Построены скоростные колонки осадочного чехла, установлена тенденция увеличения мощности чехла и утонения гранитного слоя в северном направлении, а также впервые получен разрез осадочной толщи на континентальном склоне.

В 1989 г. ЛАРГЕ (Л. А. Савостин, Д. Г. Батурин) было выполнено два сейсмических профиля МОВ–ОГТ общей протяженностью около 700 км непосредственно восточнее о. Новая Сибирь (Drachev и др., 1995; Drachev, Sekretov, 1998). В 1990 г. сейсмическим профилированием МОВ–ОГТ около 1200 км (МАГЭ) было изучено поднятие Де-Лонга, Новосибирский прогиб и участок континентального склона.

Принципиально новым этапом стало осуществление ПМГРЭ НПО «Севморгео» в 1991 г. комплексных геофизических исследований в рамках программы «Трансарктика». Исследования включали сейсморазведку ГСЗ и МОВ в наледном варианте по

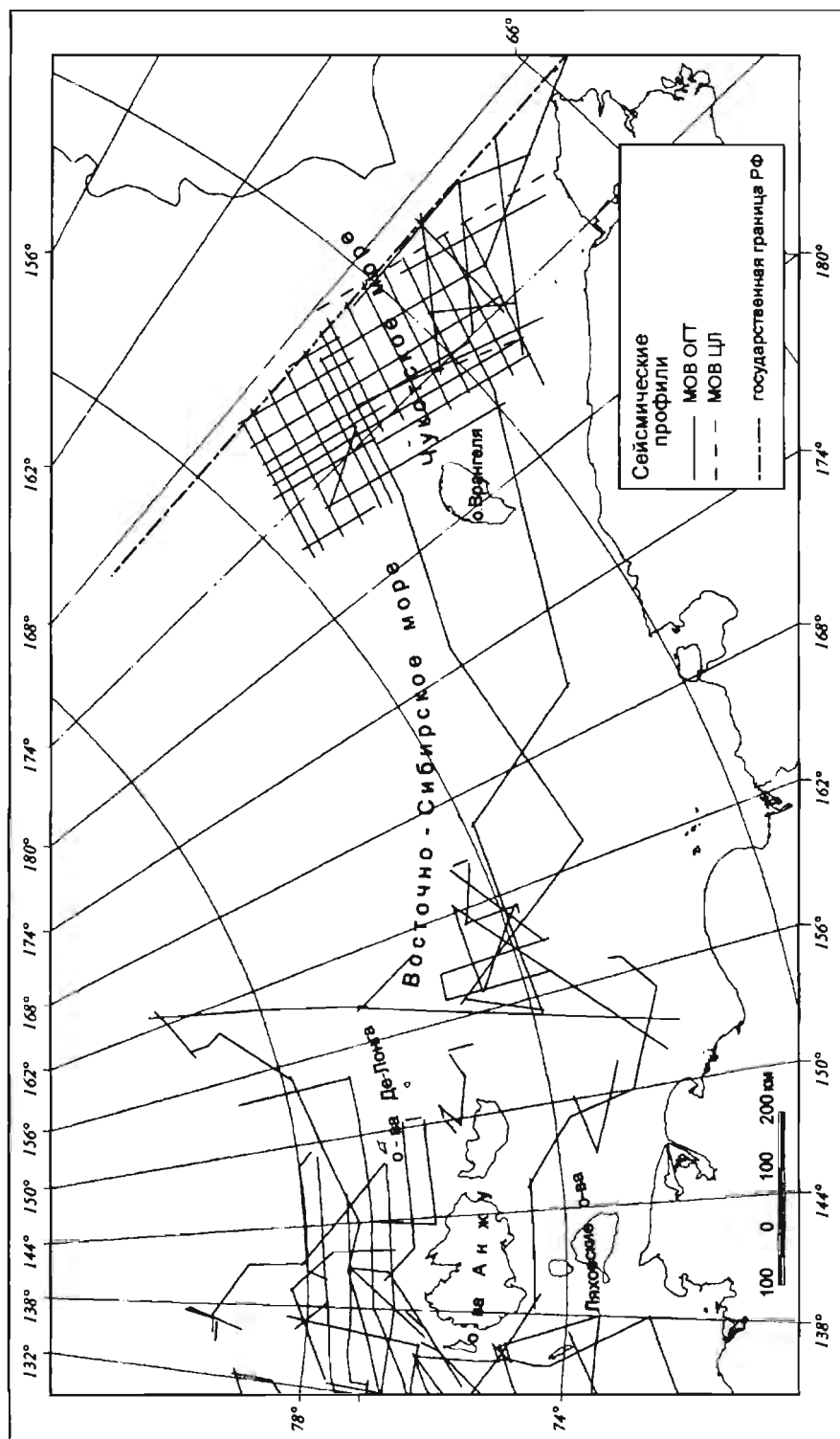


Рис. 101. Сейсмическая изученность Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

субмеридиональному геотраверзу, пересекающему шельф и континентальный склон западной части Восточно-Сибирского моря в районе о-вов Де-Лонга и котловины Подводников, и сопровождалась детальными гравимагнитными съемками. Получены уникальные геофизические характеристики зоны перехода шельф – океанический бассейн. Предварительные геологические результаты этих исследований частично опубликованы (Геолого-геофизические аспекты..., 1996; Sorokin, 1994).

В 1993–1994 и 1997 гг. существенный объем сейсмических работ МОБ–ОГТ выполнен в западной части Восточно-Сибирского моря Институтом геологии и природных ресурсов Германии совместно с трестом «Севморнефтегеофизика». Опубликованы лишь предварительные результаты этих исследований (Hinz и др., 1997).

В центральной части Восточно-Сибирского моря имеются единичные профили МОБ–ОГТ, принадлежащие американской геофизической компании.

Сейсмические исследования на шельфе Чукотского моря выполнены российскими и американскими геологическими службами и нефтяными компаниями США. Морская сейсмика в российском секторе моря была начата в 1976 г. НПО «Севморнефто», продолжена в 1982 г. трестом «Дальморнефтегеофизика» и в 1987–1988 гг. – ПГО «Дальморгеология». Всего было выполнено около 3500 км сейсмических профилей МОБ. Профили сосредоточены в основном в Южно-Чукотском прогибе.

Американской геологической службой в восточной (американской) части Чукотского моря и на севере акватории (севернее 72° с. ш.) отработано не менее 6000 км сейсмических профилей КМПВ и МОБ. Результаты этих исследований опубликованы в юбилейной монографии геологических служб стран Северамериканского континента в 1990 г. (Grantz et al., 1990). Несколько ранее, в 1987 г. вышла монография по геологии восточной части Чукотского моря (Thurston, Theiss, 1987). Она содержит детальнейший сейсмостратиграфический и сейсмофацальный анализ обширных материалов, включая представленные нефтяными компаниями. Обе американские публикации содержат тщательно проработанные и обоснованные данными бурения и наземными геологическими наблюдениями сходные региональные сейсмостратиграфические схемы. Эта модель используется для геологической интерпретации материалов по значительно хуже изученной российской акватории.

Синтез всех опубликованных и рукописных геологических и геофизических материалов по Чукотскому морю с оценкой углеводородного потенциала выполнен Д. С. Яшиным и Б. И. Кимом в плановом рукописном отчете ВНИИОкеангеология. Основные положения этого отчета опубликованы (Ким, Яшин, 1995; Яшин, Ким, 1996).

Геологическое строение островных поднятий и прибрежной суши. В Восточно-Сибирском и Чукотском морях располагаются о-ва Новосибирские, Медвежий, о-ва Айон и Врангеля. Новосибирские о-ва являются наиболее крупным участком суши на восточно-арктической окраине Евразии. Архипелаг состоит из о-вов Де-Лонга, Анжу и Ляховские. О-ва Де-Лонга и восточные из о-вов Анжу (о-ва Фаддеевский и Новая Сибирь) целиком относятся к Восточно-Сибирскому морю. Западные о-ва Анжу – Котельный и Земля Бунге – и Ляховские отделяют Лаптевский бассейн от восточных бассейнов. Они описаны при характеристике седиментационного бассейна моря Лаптевых.

Острова Де-Лонга. На о-вах Де-Лонга известны раннепалеозойские, мезозойские и кайнозойские осадочные и магматические формации. Наиболее древними являются кембрийские отложения мощностью 500 м на о. Беннетта (Вольнов, Сороков, 1961). Это оскольчатые темно-серые листоватые аргиллиты с редкими прослоями алевролитов и окварцованных известняков. В нижней половине встречены трилобиты амгинского и майского ярусов Сибирской платформы. Выше, по-видимому,

согласно залегают переслаивающиеся аргиллиты и алевролиты с прослоями существенно кварцевых песчаников с тремадокскими и аренигскими граптолитами (Вольнов и др., 1970, Соболевская, 1976). Разрез венчается пачкой пестрых кварцевых песчаников, относимых к ордовика предположительно.

На о. Генриетта (рис. 102) ордовик представлен вулканогенными турбидитами, лавами и мелкими интрузиями. Разрез подразделяется на четыре толщи: кварцито-песчаниковую (170 м), туфо-аргиллитовую с песчаниками, ритмично слоистую (не менее 150 м), туфогенную гравелито-песчаниковую с прослоями алевролитов, туфов и покровами базальтоидных лав (370 м). Эта толща с перерывом трансгрессивно ложится на туфо-аргиллитовую толщу. Верхней считается базальтовая толща (160 м), контактирующая с остальными толщами по разлому.

В обломочной части вулканотерригенных пород наряду с магматическими породами, подобными эффузивам из разреза и образующим силлы и дайки, встречаются метаморфические сланцы, микроклиновые граниты, гнейсы, микропегматиты, кварциты, липариты, дациты-андезиты.

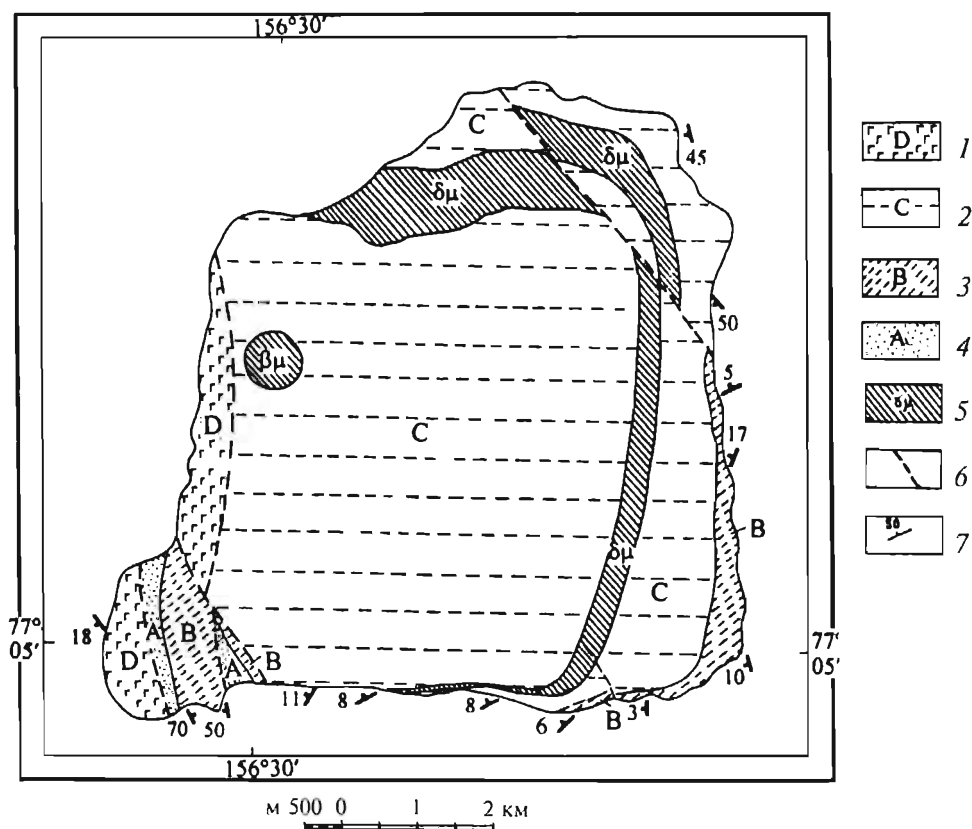


Рис. 102. Геологическая карта о. Генриетты. По В. А. Виноградову, с изменениями (Дорофеев и др., 1999).

1–4 – ордовикские отложения (1 – базальтовая толща, 2 – туфогенно-гравелитовая толща, 3 – туфо-аргиллитовая толща, 4 – кварцито-песчаниковая толща); 5 – диоритовые порфиригты (dm) и субвулканические базальты (bm); 6 – разрывные нарушения, 7 – залегание пород.

На острове многочисленны покровы, силлы и дайки андезибазальтов, базальтов, долеритов и диоритовых порфиров известково-щелочной островодужной серии (рис. 103–106).

Все породы на о. Генриетты испытали метаморфизм эпидот-хлорит-альбитовой фации.

Ордовикский возраст вулканогенного комплекса о. Генриетты определен аргон-аргоновым методом по двум валовым пробам: диоритовый порфирит 440, долерит 444 ± 2 млн лет. Ранние калий-аргоновые определения валовых проб также показы-

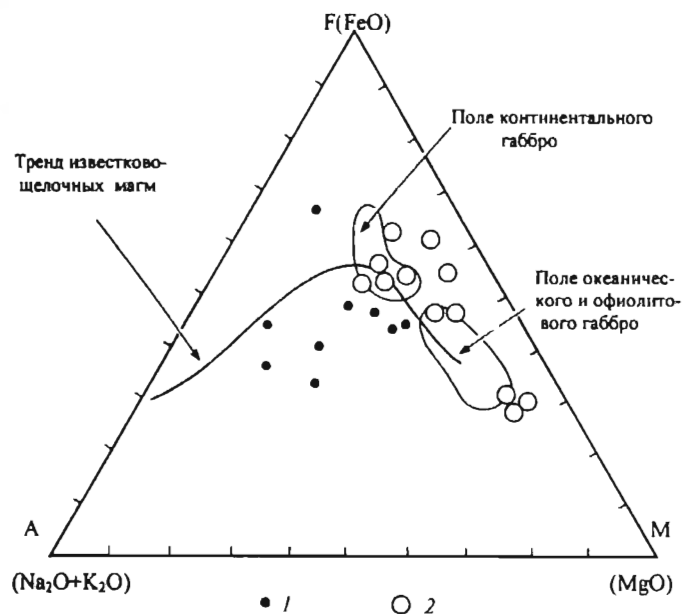


Рис. 103. AFM-диаграмма для раннепалеозойских базитов Новосибирских островов. По D. J. Wager и W. A. Deer (1939) с доп. Е. А. Корого.

1 – базиты о. Генриетты;
2 – метаморфизованные базиты о. Б. Ляховский.

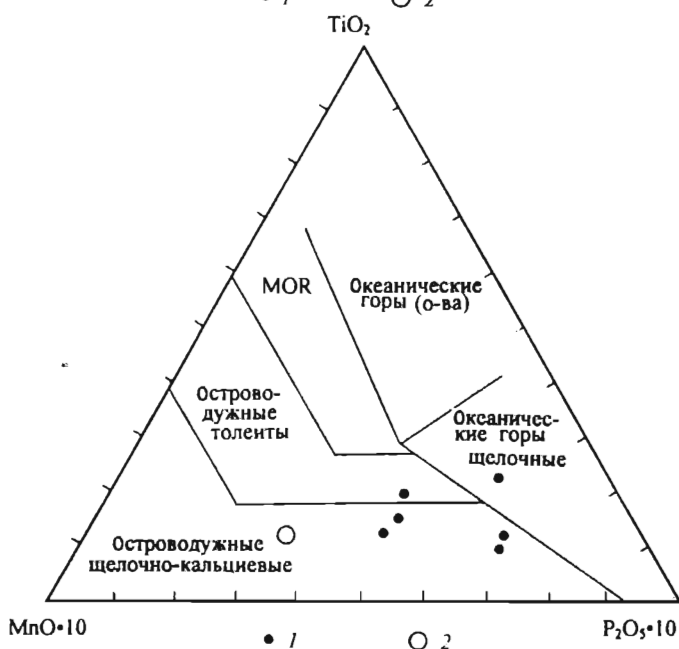


Рис. 104. Диаграмма А. Mullen (1983) для раннепалеозойских базитов Новосибирских островов.

1 – базиты о. Генриетты;
2 – метаморфизованные базиты о. Б. Ляховский.

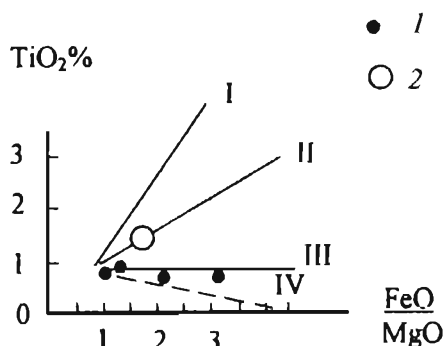


Рис. 105. Раннепалеозойские базиты Новосибирских островов на диаграмме А. Мисасиро – А. Шидо.

Тренды базальтов различных геодинамических обстановок: I – внутриплитных, II – срединно-океанических, III – островодужных, IV – известково-щелочной тренд.

1 – базиты о. Генриетты; 2 – метаморфизованные базиты о. Б. Ляховский.

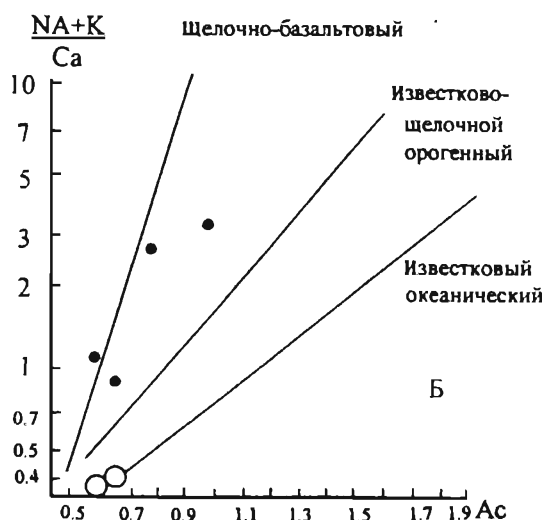
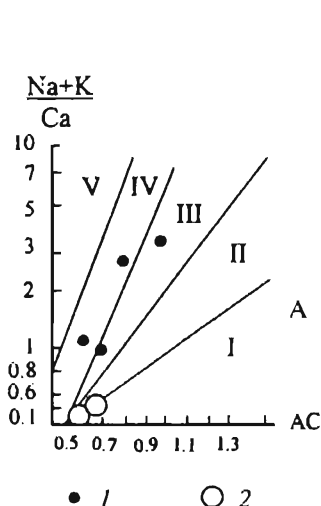


Рис. 106. Раннепалеозойские базиты Новосибирских островов на диаграммах Л. С. Бородин (1987, 1992).

А – поля: I – известковое (низкощелочное, голентовое); II – известково-щелочное; III – субщелочное андезитовое; IV – умеренно-щелочное (щелочно-базальтовое); V – щелочное (нефеленит-фонолитовое). Б – тренды.

1 – базиты о. Генриетты; 2 – метаморфизованные базиты о. Б. Ляховский.

вали ордовикский возраст наряду с более молодым: 450, 310, 375, 430, 390 млн лет (определения Ф. Я. Крылова).

Этот же комплекс, по-видимому, обнажается на о. Жаннетты (Вольнов и др., 1970)

На о-ве Беннетта известны раннемеловые песчаники и углистые аргиллиты видимой мощностью 20 м. Выше залегают измененные базальты с линзами туфогенных аргиллитов. Эти аргиллиты, так же как и аргиллиты угленосной пачки, содержат спорово-пыльцевой комплекс второй половины раннего мела. Мощность меловой базальтовой толщи 60 м. Залегающие выше неизмененные базальты (300 м) датируются либо мелом (Вольнов и др., 1970, Драчев, 1989), либо миоценом (Косько, 1984; Косько и др., 1985; Kos'ko et al, 1990). В пользу мелового возраста говорит принадлежность пород обеих базальтовых пачек к единому типу по исходному

составу и тренду дифференциации, в пользу более позднего возраста – различия в интенсивности вторичных преобразований. Калий-аргоновые датировки $119\text{--}112 \pm 5$ млн лет (Драчев, 1989), по-видимому, относятся к нижней части лавовой толщи.

На о-вах Де-Лонга широко распространены кайнозойские вулканические образования. О. Жохова располагается целиком на разрушенном эрозией стратовулкане. Береговые обрывы сложены чередующимися потоками массивных и пузыристых лав, агломератов и туфов. На вершине обнажаются массивные столбчатые базальты жерловой фации. Склоны покрыты вулканическим пеплом с крупными вулканическими бомбами. Преобладают оливин-порфировые и оливин-плагиоклаз-порфировые базальты пикрит-оливиновой группы. Резко подчинены им на о. Жохова, но целиком слагают о. Вилькицкого лимбургиты (Магматизм арх. Де-Лонга..., 1991, Вольнов и др., 1970). В вулканических breccиях присутствуют обломки мантийных шпинелевых лерцолитов, кварцитов, карбонатизированных афировых вулканитов. К вынесенным с глубины обломкам, по-видимому, относятся замещенные кремнеземом известняки каменноугольного возраста (Макеев и др., 1991), и, возможно, долериты, чуждые слагающим оба острова вулканитам по петрографическим и химическим характеристикам. Калий-аргоновый возраст этих долеритов $99\text{--}152$ млн лет.

Кайнозойские вулканиты о-вов Де-Лонга относятся к внутриплитным образованиям на континентальной литосфере. Глубина магматического источника превышает 60 км (Магматизм архипелага..., 1992). По геохимическим характеристикам мантийных включений и лав они происходят из деплетированной мантии (Магматизм архипелага..., 1992, Сурнин и др., 1998).

Калий-аргоновые определения возраста базальтов о. Жохова дают разброс $1,2\text{--}10$ млн лет (Виноградов и др., 1976; Драчев, 1989; Магматизм архипелага..., 1992; Лейер и др., 1993). Лимбургиты о. Жохова тем же методом датируются $1,88\text{--}4,21$, а о. Вилькицкого – $0,4\text{--}0,89$ млн лет. Аргон-аргоновый возраст базальтов о. Жохова составляет $1,20 \pm 0,19$ млн лет (Лейер и др., 1993). Таким образом, вулканизм начался в миоцене и закончился практически в современную эпоху. Четвертичные вулканические постройки описаны на лавовом плато о. Беннетта (Масуренков, 1989).

Для мантийных ксенолитов шпинелевых лерцолитов в эффузивах о. Жохова приводятся возрасты 545 ± 106 , 605 ± 47 , 1110 ± 57 млн лет (Сурнин и др., 1998).

О. Беннетта представляет собой расчлененное эрозией лавовое плато на раннепалеозойском фундаменте. Кембрийская – ордовикская толща образует антиклиналь северо-северо-западного простирания шириной в пределах острова около 20 км. Углы падения на крыльях обычно до 10° , изредка до 50° . Позднемезозойский – кайнозойский структурный этаж не дислоцирован. Наклонные залегания эффузивов связаны с облеканием рельефа (Вольнов и др., 1970).

О. Генриетты (Виноградов и др., 1975) «представляет собой восточное крыло широкой синклинали субмеридионального простирания. Наиболее круто слои залегают на северо-восточной окраине о-ва, где они моноклинально падают на запад под углом $43\text{--}45^\circ$. Южнее наблюдается резкий перегиб слоев, осложненный взбросом, за которым они лежат значительно более полого. На всем восточном берегу острова и большей части южного склона падают в северо-западном и западном направлениях под углом $8\text{--}10^\circ$, местами выходясь до $3\text{--}4^\circ$, или принимают несколько более крутое падение под углом $15\text{--}17^\circ$. На крайнем юго-западе острова вулканогенная базальтовая толща падает в юго-западных румбах под углом $5\text{--}20^\circ$. Этот юго-западный участок острова отделен от остальной его части интенсивно проявленной зоной смятия субмеридионального простирания шириной около 600 м». В зоне смятия и по ее ограничению установлены разломы север-северо-западного и субмери-

дионального простираения. Среди них присутствуют сбросо-сдвиги с падением сместителя к востоку под углом $70-75^\circ$, а также мелкоамплитудные крутые сбросы и взбросы северо-западного простираения. Наблюдаются отдельные коробчатые складки с крутыми крыльями ($50-70^\circ$), моноклинали с углами $70-80^\circ$ и вертикальные слои, а также пучки изоклинальных складок шириной 10–20 м с субгоризонтальными и субвертикальными шарнирами. На острове повсеместно развит кливаж с падением от 80° до вертикального. На севере острова простираение кливажа субмеридиональное, на южном берегу присутствуют две системы кливажа с простираением $310-320$ и $45-50^\circ$.

Примечательно совпадение генерального простираения структуры с конседиментационной тектонической зональностью, выраженной оползневыми структурами, указывающими на смещение осадков по склону на восток.

На о. Жаннетты вулканогенно-осадочные породы падают к восток-северо-востоку под углом 60° (Вольнов и др., 1970).

Медвежьи острова – Крестовский, Пушкарева, Четырехстолбовой, Леонтьева и Безымянный – располагаются на юге Восточно-Сибирского моря вблизи устья р. Колыма. Они сложены позднекеммерийскими орогенными гранитоидами. Известны также песчано-глинистые сланцы и алевролиты с прослоями песчаников (Геология СССР. Т. XXVI..., 1970).

Остров Айон в Чаунской губе Восточно-Сибирского моря является фрагментом прибрежной озерно-аллювиальной равнины. Остров расположен на периферии Айонской впадины. На западном берегу острова пробурена скважина глубиной 671 м, вскрывшая кайнозойский осадочный чехол до фундамента. Разрез скважины рассмотрен ниже.

Остров Врангеля принадлежит в равной мере к Восточно-Сибирскому и Чукотскому морям. Северная часть острова – Тундра Академии – это ступенчато воздымающаяся к югу равнина. Южная половина представляет собой широтный пояс низких (до 1096 м) гор с альпийскими формами.

Древнейшие породы о. Врангеля (врангелевский комплекс) обнажаются в ядре центральной антиклинорной зоны, пересекающей остров с запада на восток (рис. 107, Kos'ko et al., 1993). Они представлены метавулканитами кислого – среднего состава, метавулканокластитами, серицитовыми и хлоритовыми сланцами с незначительным количеством черных глинистых сланцев, основных метавулканитов и кварцитов общей мощностью более 2000 м. Г. И. Каменева и Л. Н. Ильченко (1978) упоминают линзы и пласты гранат-эпидот-диопсидовых мраморов и мраморизованных известняков. Комплекс включает в себя силлы и дайки гранит-порфиров, метагаббро, метадиабазов и аплитов, а также малые интрузии гранитов и аплитов. Врангелевский комплекс несогласно с базальными конгломератами перекрыт девонско-каменноугольными отложениями, его основание не обнажено. Наиболее надежный возраст гранитоидов $633 \pm 21/-12$ и 699 ± 2 млн лет (Сесил и др., 1991; Kos'ko et al., 1993).

Верхнесилурийская – нижнедевонская толща (около 700 м) известна на северо-западе и западе острова. Она состоит из мелководно-морских песчаников, глинистых сланцев и карбонатных пород, выше – из прибрежно-морских и относительно глубоководных отложений девонского возраста. Это сланцево-песчаниковые турбидиты с прослоями конгломератов и кремнистых пород ориентировочной мощностью 1200 м. На юге острова девонские отложения непосредственно перекрывают врангелевский комплекс.

Нижнекаменноугольные отложения (350 м) представлены конгломератами с галькой осадочных пород, глинистыми сланцами, аргиллитами с небольшим количеством карбонатных пород и гипса. Осадки формировались в морских и прибрежно-мор-

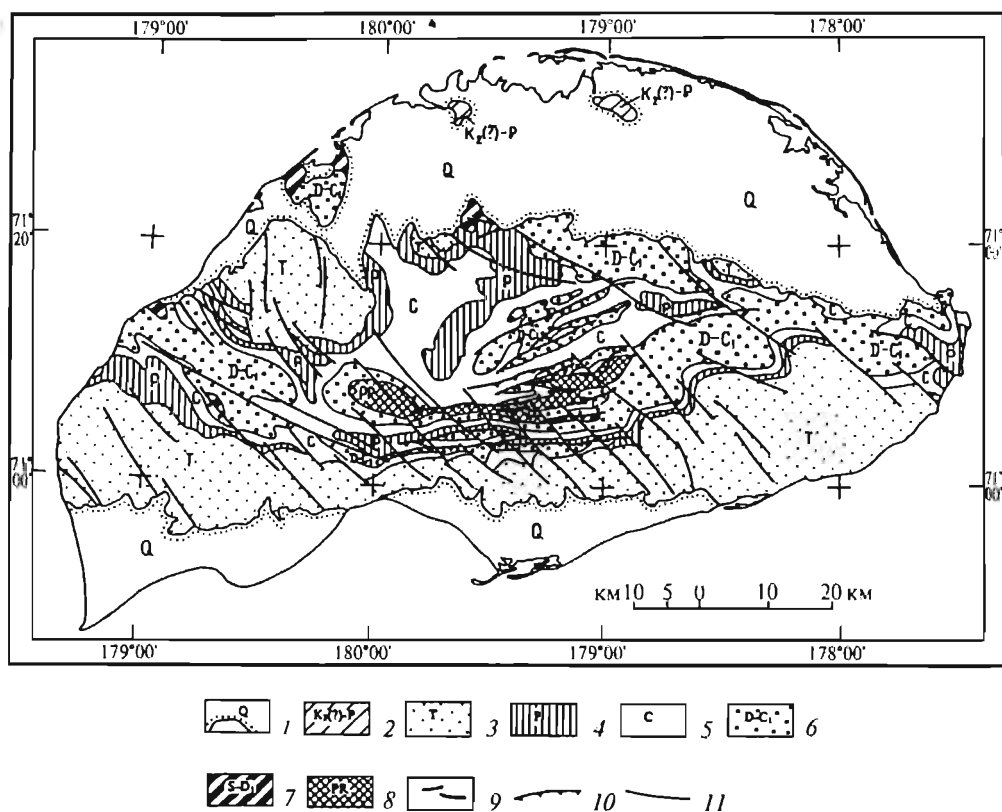


Рис. 107. Геологическая карта о. Врангеля. По М. К. Кос'ко (Kos'ko et al., 1993) с изменениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – верхний мел (?)–палеоген; 3 – триас; 4 – пермь; 5 – карбон; 6 – девон – нижний карбон; 7 – силур – нижний девон; 8 – протерозой; 9 – гранитоиды; 10 – надвиги; 11 – прочие разломы.

ских лагунных условиях. К нижнему карбону предположительно относятся кислые эффузивы и базальты в центре острова. Эффузивы с разрывом перекрыты среднекаменноугольными осадками.

Среднекаменноугольные отложения (до 1400 м) принадлежат к двум фациальным зонам. На северо-западе это преимущественно морские мелководные известняки, на юго-востоке развиты более глубоководные известняки и глинистые сланцы.

Пермские отложения представлены сланцами и известняками с небольшим количеством песчаников, грубообломочных и кремнистых пород. На севере острова встречены пермские олистостромы. Позднепермские литофации меняются от мелководных терригенных и карбонатных на северо-западе до бассейновых сланцев с пиритом и родохрозитом и кремнистых пород на юго-востоке. На юге центральной части острова пермские и каменноугольные отложения отсутствуют на поверхности, перекрыты триасовыми отложениями с эрозионным либо тектоническим контактом.

Триас представлен терригенным флишем мощностью 800–1500 м.

Палеозойские и мезозойские формации метаморфизованы до низких ступеней зеленосланцевой фации.

Полифациальные кайнозойские осадки образуют маломощный прерывистый чехол.

Структура острова разломно-складчатая, складчато-надвиговая. Две антиклинальные зоны с выходами докембрия и среднего палеозоя простираются через весь остров в субширотном и запад-северо-западном направлении. На этом фоне проявляются относительно простые мезоскопические складки и участки чешуйчатой структуры, сопряженной со сбросо-сдвигами запад-северо-западного и северо-западного простирания. Размеры – от складок до микроскладок, морфологически – от открытых симметричных до изоклинальных опрокинутых. Повсеместно проявлен кливаж с преобладающим падением к югу и юг-юго-востоку под углами 25–45°. Характерна северная вергентность тектонического ансамбля в целом. Возраст последнего тектогенеза позднемезозойский – постнеокомский по аналогии с мезозоидами Северо-Востока Евразии. В несогласиях между толщами и в их особенностях сохранились следы предшествовавших тектонических событий и режимов. Конвергентный тектогенез имел место на рубеже рифея и палеозоя, мощный размыв предшествовал накоплению терригенного девонского комплекса, растяжение в начале карбона предварило тектоническую стабилизацию, сохранявшуюся вплоть до триаса.

Остров Геральд располагается в Чукотском море в 60 км восточнее о. Врангеля на своде Врангелевско-Геральдской гряды. Остров вытянут в северо-западном направлении и представляет собой утес длиной 6 км, высотой до 380 м. Сложен катаклазированными граносиенитами, милонитами, песчаниками, филлитами, кварц-хлорито-серицитовыми сланцами и кварцитовидными песчаниками, подобными известным на Чукотке и о. Врангеля (Геология СССР. Т. XXVI, 1970).

Прибрежная суша – побережье Восточно-Сибирского и Чукотского морей на западе между устьем р. Колыма и м. Св. Нос – представляет собой прибрежную аккумулятивную равнину на позднемезозойском складчатом фундаменте. Восточнее до м. Дежнева преобладают холмисто-увалистый и мелкогорный ландшафты.

В поздних мезозоидах с запада на восток выделяются Анюйско-Ляховская система, Анюйско-Чаунская система и Анадырский массив.

Анюйско-Ляховская система образует фундамент Приморской низменности. Фундамент выходит на поверхность в районе м. Св. Нос. К востоку от р. Колыма Анюйско-Ляховская система продолжается в басс. р. Б. Анюй, где описывается как Южно-Анюйская складчатая зона.

Анюйско-Ляховская система ограничена разломными зонами. Ее внутреннее строение определяется конкордантными разрывными нарушениями, а также поперечными субмеридиональными – северо-восточными разломами. Продольным разломам подчинена сложная иерархия напряженных складок и тектонических чешуй. Анюйско-Ляховская зона состоит из шести структурно-вещественных комплексов: 1) габбро-норитовые интрузии, испытавшие допозднепалеозойскую (332 млн лет) плагиомигматизацию. К нему же относятся ортоамфиболиты с ордовикским калий-аргоновым возрастом на о. Б. Ляховский. Комплекс сопоставим со вторым и третьим слоями океанической коры и начальными формациями эвгеосинклиналей; 2) извещково-щелочные вулканиты островодужного типа с мелководными осадками и вулканиты рифтового типа с глубоководными силицилитами визейского-раннепермского возраста. Они сопровождаются допозднетриасовыми – 231 млн лет – плагиогранитами офиолитовой серии; 3) триасовый глубоководный флиш, сменяемый к югу мелководными осадками с островодужными вулканитами. К триасу, по-видимому, относятся габбро-долеритовые дайки досреднеюрского возраста; 4) позднеюрские натриевые базальты, туфы, яшмоиды. Это спилит-кератофировая формация с харак-

теристиками, близкими к толщам окраинных морей. В северном и запад-северо-западном направлениях она постепенно замещается андезит-риолитовой формацией активных окраин, накапливавшейся в прибрежно-морской и континентальной обстановках; 5) раннемеловой валанжин-готеривский турбидитовый комплекс. Во внутренних частях прогиба он сменяет позднеюрские образования без видимого перерыва. В то же время к границе юры и мела относят внедрение ультрамафитов и меланократовых габбро; 6) молассоидный комплекс готеривского возраста; 7) общая для всего Северо-Востока Евразии раннемеловая диорит-гранодиоритовая формация, знаменующая собой кульминацию орогенеза в поздних мезозоидах.

В эволюции Анюйско-Ляховской системы реконструируются два этапа растяжения и деструкции сиалической коры – в среднем – позднем палеозое и в позднем мезозое. Этапы растяжения сменяются этапами сжатия и образования континентальной коры в раннем мезозое и в среднем мелу.

Анюйско-Чаунская (Чукотская) система состоит из складчатых зон Анюйской на западе и Чаунской на востоке – и разделяющего их в районе Чаунской губы Рачуанского раннеорогенного прогиба. Генеральное простирание системы северо-западное. Она характеризуется разломно-складчатой, складчато-надвиговой структурой. Выделяются среднепалеозойский, каменноугольный, пермско-раннеюрский, позднеюрский – раннемеловой, среднемеловой – палеогеновый и кайнозойский комплексы. В среднепалеозойском комплексе доминируют девонские терригенные гурбидиты, интродуцированные гранитами возрастом 360 млн лет. Галька этих гранитов присутствует в основании каменноугольного комплекса. Каменноугольный комплекс – это морские мелководные известняки, глинистые, алевроитовые и песчаные породы. От вышележащего комплекса он, видимо, отделен перерывом. Пермско-раннеюрский терригенный комплекс состоит из преимущественно песчаниковой континентальной толщи пермского возраста внизу и триасовых и раннеюрских терригенных преимущественно песчаниковых турбидитов и глинистых бассейновых фаций. Присутствуют прослои мелководных известняков. К этому комплексу относятся раннетриасовые базиты траппового типа. Позднеюрский – валанжинский комплекс в кровле и подошве ограничен несогласиями. Комплекс сложен в основном мелководно-морскими песчаниками и вулканитами от риолитов до щелочных базальтов. Выше следуют пестрые по составу вулканиты с континентальными и морскими осадками. Постваланжинскому – допозднемеловому интервалу отвечает основная масса орогенных гранитоидов диорит-гранодиоритовой формации. К позднему мелу относятся интрузии кислых двуслюдяных гранитов. Кайнозойский комплекс представлен континентальными и прибрежно-морскими толщами с многочисленными перерывами. В раннем кайнозое известны проявления щелочных базальтов.

Тектоническая эволюция Чукотской системы прослеживается со среднего палеозоя. В девоне эта область, так же как и о. Врангеля, относилась к обширному турбидитовому бассейну. Бассейн закрылся на рубеже девона и карбона. Закрытие бассейна сопровождалось региональным сжатием и внедрением коллизионных гранитоидов. В позднем палеозое регион относился к области вялых тектонических движений с мелководными морскими осадками в карбоне и континентальными в перми. Мезозойские события и обстановки подробно охарактеризованы в литературе. Восточнее Колючинской губы находится Чукотская глыба Анадырско-Сьюардского массива. Вблизи границы с массивом складки Чукотской системы плавно меняют простирание с юго-восточного на северо-восточное, облекая жесткий блок на востоке. На границе складчатой системы и массива в районе Колючинской губы широко развиты базиты триасового возраста.

Фундамент массива образован кристаллическими породами с рубидий-стронциевым возрастом 1,99 млрд лет. В основании чехла известны синийские сланцы и карбонатные породы. Основной объем чехла приходится на ордовикские – каменноугольные мелководные карбонатные и терригенные отложения. Присутствует сланцевая пачка с прослоями песчаников и базальтовых туфов, предположительно датируемая поздним девонem. Отмечены перерывы перед поздним ордовиком, преддевонский и между средним девонem и карбоном. Палеозойские толщи деформированы и метаморфизованы до зеленосланцевой фации. Из мезозойских известны триасовые песчано-сланцевые отложения с гуфами и лавами базитов, волжская – валанжинская толща песчаников и сланцев с базальтами и мощный комплекс магматитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса аптского – поздне мелового возраста. Комплекс включает в себя разнообразные вулканы и гранитоиды. В кайнозое накапливались терригенные и глинистые осадки, континентальные – в палеогене – раннем миоцене и преимущественно прибрежно-морские начиная со среднего миоцена. В основании кайнозоя находится мощная кора выветривания. К палеогену и, возможно, к раннему миоцену относятся маломощные покровы щелочных базальтов и сопутствующие инъективные тела.

Основные события и геодинамические обстановки в неопротерозое – кайнозое. К рифею литосфера континентального типа и стабильная геодинамическая обстановка существовали к югу от моря Лаптевых на Сибирской платформе и в западном Верхоянье, а также на востоке Чукотки (Чукотский массив).

Обстановкой высокой тектонической и магматической активности в позднем протерозое и начале палеозоя характеризуется район о. Врангеля, где известны гранитоиды с возрастом 633–699 млн лет. Метаморфизм продолжался в ордовике (Kos'ko et al., 1993). Таким образом, имеются признаки позднебайкальского – раннекаледонского тектогенеза. Ранние стадии каледонского орогенеза проявлены на архипелаге Де-Лонга островодужными формациями ордовикского возраста. Каледонскими, по-видимому, являются метаморфизованные офиолиты на о. Б. Ляховский. Вне этих активных зон распространены осадки мелководного шельфа и/или мелководных внутриконтинентальных бассейнов, отражающие вялые тектонические движения.

Девон отмечен разнообразными событиями на фоне общего растяжения. На Чукотском побережье за исключением Чукотского массива и на о. Врангеля накапливается мощнейший турбидитовый разрез. На о. Котельный в позднем девоне сформировался Бельковско-Нерпалахский авлакоген. На Чукотском массиве, в Северном Верхоянье и на Сибирской платформе внедрялись базиты. Вероятно, что многие основные массивы и дайки на о. Котельный также связаны с познедевонским растяжением.

Граница девона и карбона отмечается стабилизацией и формированием предкарбонового пенеплена. В непрерывных разрезах стабилизация определяется по смене контрастных обстановок осадконакопления более однородными (Бельковско-Нерпалахский прогиб на о. Котельный). К этому времени приурочены перерывы (Сев. Верхоянье, Таймыр) и накопление продуктов размыта подстилающих пород на выровненном рельефе (о. Котельный за пределами Бельковско-Нерпалахского прогиба, о. Врангеля), после которых устанавливается мелководная слабодифференцированная фациальная обстановка. На Чукотке, м. Кибера, стабилизации предшествовало внедрение орогенных гранитов с возрастом 360 млн лет. Граниты размывались в раннем карбоне. Девонский флиш, граниты, глубокий предкарбоновый размыв указывают на распространение сюда с Аляски и из Арктической Канады элсмирского орогенеза. Резко контрастирует с каменноугольной стабилизацией наличие из-

вестково-щелочной вулканической серии островодужного типа в Анюйско-Ляховской системе.

С конца раннего карбона происходит смена карбонатного осадконакопления терригенным и усиливается дифференциация вертикальных движений. В Сев. Верхоянне карбонатная платформа преобразуется в интенсивно прогибающуюся пассивную континентальную окраину. Признаки накопления мелководных карбонатов в среднем карбоне известны на о-вах Де-Лонга. На Чукотке переход от карбонатных осадков к терригенным относится к карбону, и в перми доминируют песчаники наземного происхождения. На о. Врангеля в позднем палеозое сосуществовали фации карбонатного мелководья и фации некомпенсированных бассейнов. В Южно-Ануйском отрезке Анюйско-Ляховской системы сохраняется обстановка вулканической островной дуги, а на ее северо-западном замыкании к этому возрасту относятся офиолиты и турбидиты.

К границе перми и триаса в большинстве районов приурочены перерывы и преобразование обстановок осадконакопления. В начале триаса практически повсеместно проявился трапповый магматизм. Исключение составляет юго-восточный фланг Анюйско-Ляховской системы, где к этому времени относятся образование плагиогранитов и амфиболитизация норитов в обстановке сжатия.

Триасовый комплекс – это либо континентальные угленосные толщи, либо осадки застойных бассейнов, либо турбидиты. Продолжается внедрение траппов, и только в южном обрамлении Южно-Ануйской зоны по островодужным вулканитам реконструируется обстановка сжатия.

В ранней юре в ряде районов Северо-Востока проявилась ранняя фаза поздне-киммерийской складчатости, затем в юре – начале мела в Чаунской системе сформировались раннеорогенные прогибы. В поздней юре в Южно-Ануйской зоне произошло растяжение и возродился бассейн на океанической коре. По периферии бассейна на севере и северо-западе проявлен вулканизм островодужного типа.

В киммериадах Северо-Востока на время между валанжином и аптом приходится главная складчатость, а также основная масса орогенных гранитных массивов, смена седиментационных обстановок. Вслед за этим с середины мела широко проявились известково-щелочные эффузивы и вулкано-плутонические комплексы. Максимум вулканизма приходится на вторую половину раннего мела, однако он продолжается в позднем мелу и даже в палеогене. Для палеогена характерны покровы базальтов повышенной щелочности, характерные для условий растяжения земной коры.

Позднекиммерийский тектогенез в полном масштабе проявился на Ляховских островах и о. Врангеля. На о. Котельный послеюрские слабые складчатые деформации зафиксированы угловым несогласием в подошве апт-альбской угленосной молассы.

В арх. Де-Лонга в апт-альбское время на эродированные раннепалеозойские толщи изливались платобазальты.

Конец мела – ранний палеоген – время планации рельефа и тектонической стабилизации. Начиная с предсеноманской эпохи формируются ареальные коры выветривания. Максимум корообразования приходится на границу мела и палеогена.

Палеогеновые и неогеновые терригенные мелководно-морские и континентальные осадки объединяются в три региональных комплекса: палеоцен-эоценовый, олигоцен-миоценовый и плиоценовый (Kos'ko et al., 1998; Hinz et al., 1997). Границы и фациальная зональность комплексов определяются трансгрессивно-регрессивной цикличностью, отражающей эвстатические колебания Мирового океана и региональные вертикальные волновые тектонические движения. Во многих случаях

третичные отложения приурочены к грабенам и нередко несут следы горизонтального сжатия. На о-вах Де-Лонга начиная с миоцена до антропогена вулканические аппараты центрального типа извергали пикрит-оливиновые базальты и лимбургиты, характерные для континентальных рифтов.

Глубинное строение и фундамент. *Вертикальный разрез земной коры.* Представления о глубинном строении Восточно-Арктической окраины опираются на интерпретацию геофизических материалов. Рельеф кровли «консолидированной» коры установлен сейсморазведкой по профилям МОВ–ОГТ и отстроен по площади по карте аномального гравитационного поля с использованием уравнения регрессии. Границы верхней и нижней коры, сопоставляемые с сейсмическим разделом Конрада и Мохо вычислены путем плотностного и магнитного объемного моделирования вдоль опорных геотрансектов (рис. 27–29).

Арктическая континентальная окраина отличается от сопредельной материковой суши относительно тонкой земной корой и более расчлененной границей между верхней и нижней корой. Здесь отчетливее, чем на суше, проявлена блоковая делимость земной коры. Это может быть связано либо с особенностями окраины, либо с технологическими различиями исследований на суше и в акватории. Из наземных тектонических регионов сходными характеристиками обладают низменные равнины, подобные Западно-Сибирской плите.

Поверхность М залегает на глубине 29–36 км, плавно воздымаясь в сторону глубоководного бассейна в Восточно-Сибирском море от 33 до 31, в Чукотском море – от 36 до 29 км. Эта пологая моноклираль нарушена локальными поднятиями амплитудой до 4 км под глубокими прогибами акустического фундамента. Плотность в верхней мантии принята равной 3,31.

Поверхность К обладает сложным рельефом. Области субгоризонтального залегания на глубине 18–20 км чередуются с пиками высотой до 8 км. Пики коррелируются с менс контрастными поднятиями Мохо и более жестко привязаны к депрессиям акустического фундамента. В наиболее глубоких депрессиях верхняя кора отсутствует, и акустический фундамент совпадает с поверхностью К. Такие районы получили название «базальтовых окон». По одной версии, они являются новообразованиями в областях продвинутого рифтогенеза, по другой – реликтами океана внутри коллизионных поясов. Принципиально возможны оба случая, и решение в каждый раз требует конкретных исследований. Для нижней коры принята плотность 2,91.

Верхняя «консолидированная» кора между акустическим фундаментом и разделом К исследована детальнее. Она расчленяется на вертикальные и горизонтальные блоки с плотностью от 2,63 до 2,75 и различными магнитными свойствами. Имеются блоки нерасчлененной коры с плотностью 2,81. Мощность верхней коры изменчива от полного выклинивания при глубине акустического фундамента 10 и до 18–20, в единичных случаях до 25 км. Верхняя кора образована структурно-вещественными комплексами кристаллического и складчатого фундамента и промежуточного структурного этажа.

В дальнейшем принимается следующее сопоставление этой геофизической модели с тектоническими структурно-вещественными категориями.

Нижняя кора понимается как базальтовый слой, сопоставимый со слоями 2 и 3 океанской литосферы. Верхняя консолидированная кора традиционно принимается за «гранитный слой». Эта общая оценка состава верхней коры в ряде случаев оказывается несостоятельной при более внимательном подходе. В частности, речь может идти о промежуточном структурном этаже молодых платформ, присутствующем во многих регионах между тектоническим фундаментом и собственно плитным

(койлогенным) чехлом. Промежуточный структурный этаж в публикациях также описывается как нижний структурный этаж осадочного чехла либо как параплатформенный чехол. Толщи промежуточного структурного этажа по волновым и плотностным характеристикам часто не отличаются от кристаллического древнего фундамента и погребенных интенсивно деформированных и умеренно метаморфизованных фанерозойских и рифейских складчатых систем. Их выделение в этом случае в закрытых регионах остается гипотетическим до проведения бурения. В благоприятных сейсмогеологических условиях при достаточном объеме качественных сейсмических материалов промежуточный структурный этаж распознается ниже регионального акустического фундамента по менее устойчивым рефлекторам, когда можно быть уверенным в их стратиграфической природе.

Блоковая делимость земной коры. На Восточно-Арктической континентальной окраине четко проявлена блоковая делимость земной коры (рис. 108). В ходе геологического развития элементарные блоки объединялись в большие блоки различных рангов, и возникали иерархические блоковые ансамбли, создающие тектоническую зональность соответствующего этапа. Геодинамическая эволюция представляется последовательностью перегруппировок блоков и периодов устойчивого сохранения сложившихся тектонических ансамблей.

Блоки выделяются на основе районирования потенциальных полей, согласованного с результатами сейсморазведки и наземной геологией. Они различаются по амплитуде, градиентам, рисунку и простиранию грави- и магнитных аномалий, изменяющихся на границах блоков. Во многих случаях границы совпадают с разломами, изменениями в структуре и деформациями осадочного чехла, установленными по сейсмике. На суше границы блоков проявляются как магматические и деформационные зоны. Блоки представляются жесткими элементами, разделенными ослабленными зонами, по которым происходило взаимное перемещение блоков.

В сети межблоковых зон просматривается переплетение дугообразных, концентрических и линейных направлений. В Восточно-Сибирском и Чукотском морях преобладают линейные направления и вытянутые блоки в отличие от Карского и Североземельского шельфов, где доминирует концентрический рисунок. Лишь в районе о-вов Де-Лонга проявлены фрагменты концентрической структуры, нарушенной прямолинейными границами.

Система блоков, по-видимому, в первую очередь относится к верхней консолидированной коре, иначе говоря, к тектоническому фундаменту и промежуточному структурному этажу. В то же время она оказывает основное влияние на распределение прогибов и поднятий в осадочном чехле, а ряд межблоковых зон и блоков прослеживается в нижнюю кору вплоть до раздела М. Предполагается, что блоки верхней коры обычно ограничены снизу вблизи раздела К. Примерно на этом уровне Карл Хинц и его коллеги (1997, 1999) выделяют на сейсмопрофилях МОВ–ОГТ в море Лаптевых субгоризонтальные поверхности срыва, в которых сходятся листрические сбросы.

Фундамент. К фундаменту относятся кристаллические – магматические и метаморфические – образования и полноскладчатые стратифицированные комплексы, испытавшие метаморфизм зеленосланцевой и более глубоких ступеней. На материках и шельфе фундамент представляет собой ансамбль областей разновозрастной консолидации, относящейся к завершению известных тектонических циклов.

В ходе эволюции фундамент материков претерпевает деструктивные и конструктивные преобразования. На региональном уровне деструкция проявляется инъекциями базитов и разломами растяжения. Продвинутый конструктивный тектогенез

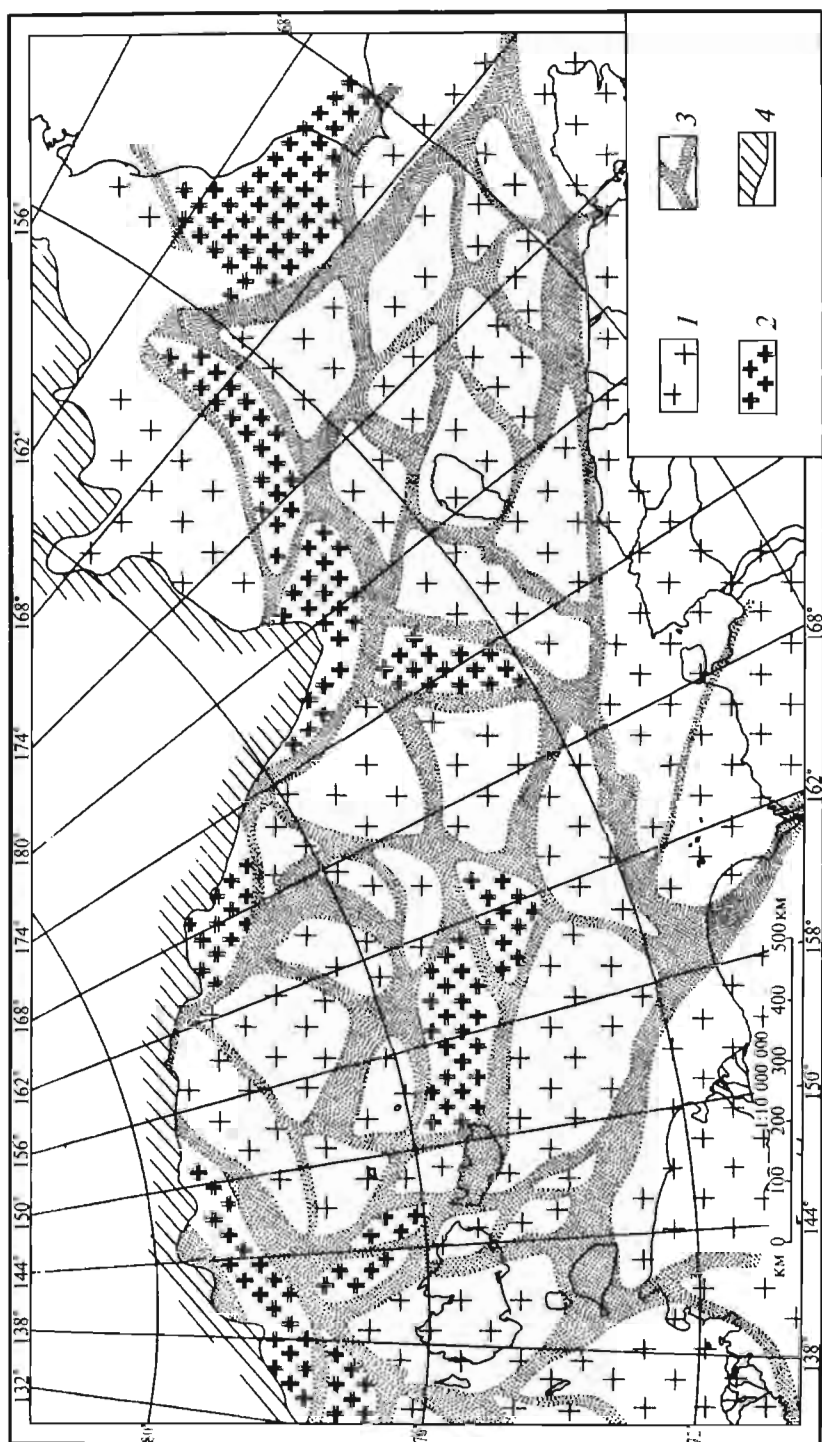


Рис. 108. Блоковая делимость земной коры на шельфе Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

1 – блоки с нормальной континентальной корой; 2 – блоки безгранитной коры и коры с резко утоненным гранитным слоем – океаническая кора и базальтовые окна на шельфе; 3 – межблоковые зоны; 4 – бровка шельфа.

ведет к насыщению фундамента гранитоидным материалом, дополнительному метаморфизму и увеличению мощности за счет приращения к фундаменту нижних горизонтов осадочного чехла и за счет горизонтального сжатия. В результате происходит омоложение фундамента. Таким образом, возраст фундамента континентального типа определяется двумя моментами – временем консолидации, т. е. временем образования первичного фундамента, и временем последнего омоложения фундамента.

Районирование фундамента по времени консолидации представлено на рис. 109. Древний – неопротерозойский – фундамент распространяется с шельфа моря Лаптевых на западную окраину Восточно-Сибирского моря, а также показан на севере Чукотского моря. Не моложе неопротерозойского первичный фундамент на севере Чукотского моря, там где внешний шельф переходит в аваншельф. Это предположение подкрепляется результатами исследований А. Гранца и др. на хр. Нортвинд, – данными об осадочных толщах скорее всего в платформенном залегании начиная с кембрийских мелководных карбонатов (1998).

В районе о-вов Де-Лонга первичный фундамент каледонский. Здесь установлен дислоцированный островодужный комплекс ордовикского возраста.

Большая часть Восточно-Сибирского и Чукотского морей подстилается первичным элсмирским (среднепалеозойским) фундаментом. Эта оценка согласуется с данными о высокой геодинамической активности в регионе в девоне, общепризнанной стабилизации на границе девона и карбона, которой предшествовали гранитные интрузии в Анюйско-Чаунской системе. Элсмирский орогенез является одним из определяющих тектонических событий на севере Американского континента.

На юго-западе Восточно-Сибирского моря в фундаменте залегают структурно-вещественные комплексы Анюйско-Ляховской складчатой системы закрывшегося в позднем мезозое Южно-Анюйского рифта.

В областях разновозрастной ареальной консолидации присутствуют древние жесткие блоки. Это Чукотский массив на востоке Чукотского моря и каледонские ортоамфиболиты на о. Б. Ляховский. Блоки байкальского – раннекаледонского возраста могут предполагаться в Чукотском море, поскольку на о. Врангеля имеются граниты с соответствующими датировками. В раннепалеозойских осадках на о-вах Де-Лонга имеются продукты размыва докембрийских жестких блоков кислого состава внутри каледонской области консолидации.

Омолоченный в позднемелмерийскую эпоху фундамент занимает южную часть акватории от о-вов Анжу и о. Врангеля до побережья. С юга он ограничен первичным фундаментом Анюйско-Ляховской системы (рис. 110). На крайнем западе конструктивные преобразования наложены на неопротерозойский фундамент, на остальной акватории – на фундамент элсмирского возраста. Деформации и магматизм, по-видимому, являются латеральным эффектом сжатия в Анюйско-Ляховской зоне. Интенсивность варьировала в зависимости от возраста первичного фундамента и/или от положения относительно источника энергии. На западе на о-вах Анжу эпинеопротерозойский чехол преобразован в складчатую структуру промежуточного типа, осадки не метаморфизованы, проявления гранитоидного магматизма единичны. Далее к востоку вдоль северного фронта Анюйско-Ляховской системы в области элсмирского фундамента возникла складчато-надвиговая структура, породы находятся на зеленосланцевой стадии регионального метаморфизма, масштабно представлен гранитоидный магматизм.

Деструкция континентальной коры на Восточно-Арктической континентальной окраине происходила в позднем девоне – раннем карбоне, в перми – триасе, в раннем мелу и кайнозое. Свидетельства растяжения и базификации континентального

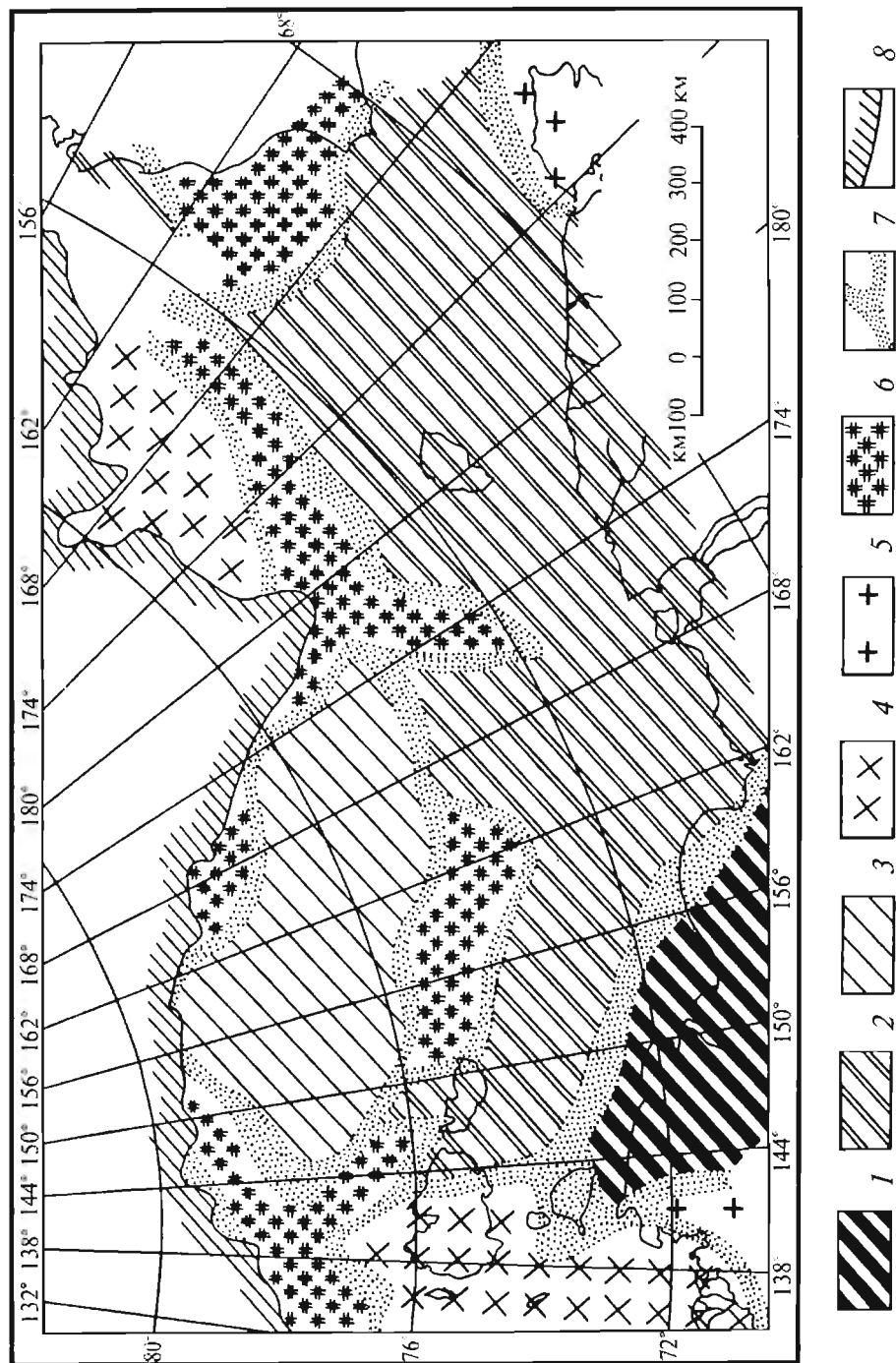


Рис. 109. Возраст консолидации континентальной коры.

1 – позднемезозойский; 2 – среднепалеозойский; 3 – раннепалеозойский; 4 – неспротерозойский; 5 – раннепротерозойский – архейский; 6 – базальтовые окна; 7 – межблоковые пограничные зоны; 8 – бровка шельфа.

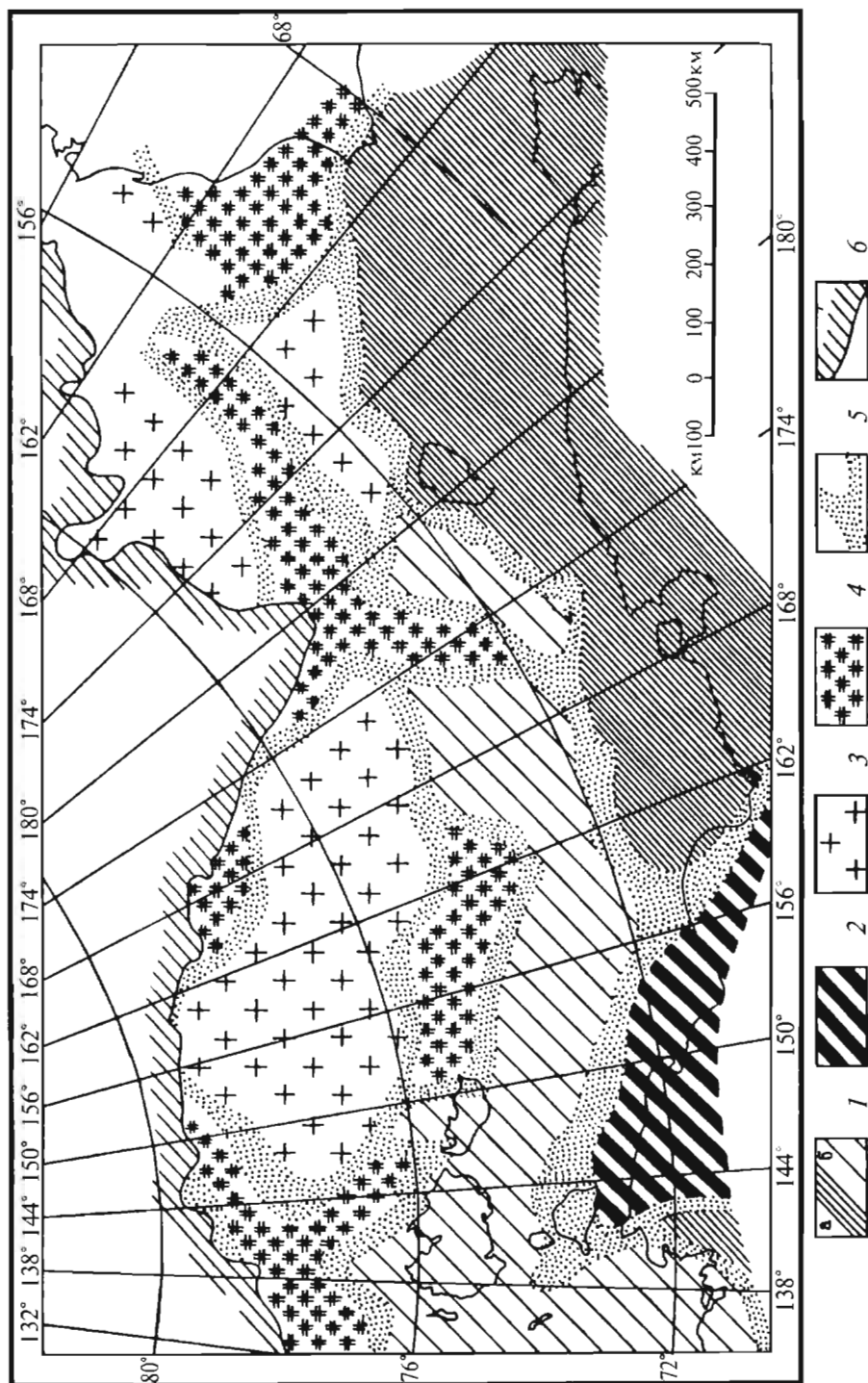


Рис. 110. Области омоложения континентальной коры в позднем мезозое.

1 – районы конструктивных преобразований (*a* – интенсивных, *б* – умеренных); 2 – континентальная кора позднемезоиммерийской консолидации; 3 – континентальная кора допозднемезоиммерийской консолидации, не претерпевшая конструктивных преобразований в позднем мезозое; 4 – безгранитная и кора с резко утоненным гранитным слоем; 5 – пограничные межлоковые зоны; 6 – бровка шельфа.

фундамента в позднем девоне – раннем карбоне прослеживаются на суше и экстраполируются в южную часть акватории от моря Лаптевых на восток за пределы российского шельфа. Это прежде всего малые тела, дайки, силлы габбро-долеритов, долеритов, базальтов, а также основные лавы и туфы в Сев. Верхоянье, на о. Котельный, на Чукотском массиве позднедевонского возраста и раннекаменноугольные силлы и покровы базитов на о. Врангеля. Незначительные проявления кислого вулканизма в раннем карбоне в Сев. Верхоянье и на о. Врангеля могут объясняться далеким зашедшим процессом рифтогенеза.

Растяжение на рубеже перми и триаса восстанавливается по наличию граппов на Чукотском массиве, в Анюйско-Чаунской системе, на о-вах Анжу и в Сев. Верхоянье.

Оба этапа деструкции охватывают огромные пространства Сев. Евразии и не являются специфическими для Восточно-Арктического шельфа.

Позднемезозойские и кайнозойские фазы деструкции континентальной коры сопутствуют заложению и формированию глубоководных бассейнов Северного Ледовитого океана и будут рассмотрены в контексте эволюции синокеанического чехла.

Промежуточный структурный этаж. Промежуточный структурный этаж ограничивается снизу поверхностью фундамента, сверху акустическим фундаментом.

Промежуточный этаж известен на о-вах Анжу. Это палеозойские и мезозойские толщи, собранные в умеренно сжатые складки промежуточного типа в позднекиммерийскую эпоху. Интенсивные деформации здесь развиты зонально и контролируются границами жестких блоков.

На акватории промежуточный структурный этаж предполагается там, где опорный магнитный горизонт, сопоставляемый с кровлей фундамента, залегает глубже акустического фундамента. Примером служит западная часть Восточно-Сибирского моря. В Новосибирском прогибе восточнее о. Новая Сибирь к промежуточному этажу может быть отнесен интервал мощностью около 2 км между акустическим фундаментом и кромками нижележащих магнитных тел. По результатам плотностного моделирования мощность промежуточного структурного этажа здесь может достигать 6–7 км.

В пределах Благовещенской моноклинали до глубины 10 км залегает немагнитная толща плотностью 2,65, которая отождествляется с формациями промежуточного структурного этажа.

На возможное присутствие промежуточного структурного этажа на каледонском фундаменте поднятия Де-Лонга указывают найденные на о. Жохова мелководные известняки каменноугольного возраста.

Осадочный чехол включает синокеанические отложения шельфа современной континентальной окраины (койлогенный, ортоплатформенный чехол) и доокеанические плитные формации, объединяемые в нижний структурный этаж осадочного чехла.

На юге от о. Б. Ляховский до о. Врангеля койлогенный чехол непосредственно перекрывает первичный и омоложенный позднекиммерийский фундамент. Севернее в основании находятся разновозрастный допозднекиммерийский фундамент, комплексы промежуточного структурного и безграницитный фундамент.

Вдоль бровки шельфа прослеживается цепочка осадочных бассейнов, выполненных моноклинальными клиноформенными сериями проградационного клина. По внутренней структуре они принадлежат к континентальному склону, по батиметрии относятся к шельфу. Эти бассейны вливаются во внутршельфовые прогибы.

Палеозойский – раннемезозойский этаж в осадочном чехле известен на востоке Чукотского моря.

Стратификация чехла. Российский восточный шельф находится на досейсмостратиграфическом уровне изученности. Здесь нет достаточного объема сейсмических наблюдений, а интерпретация единичных профилей не заверена бурением. Тем не менее, последовательность геодинамических обстановок и событий, известная по суше, позволяет наметить рубежи в геологическом прошлом, которые могли бы реализоваться как региональные опорные сейсмические поверхности.

К границе ордовик/силур относится прекращение островодужного магматизма в каледонидах, морская трансгрессия и углубление морского бассейна.

Предкарбоновый рубеж – это известный циркумарктический предкарбоновый пенеплен. В американской модели подошва нижнеэлсмирского сейсмокомплекса помещена либо в начале позднего девона, либо в среднем девоне. Она проводится по качественному изменению стиля деформаций и степени метаморфизма внутри фациально однородного грубообломочного комплекса, сводный разрез которого построен по фрагментам из различных районов и слабо датирован палеонтологически. Однако тектоническая стабилизация и трансгрессия на северном склоне Аляски и в Сев. Юконе, так же как и на северо-востоке Евразии, имели место в раннем карбоне и фиксируются началом накопления группы Лисберн.

Рубеж пермь/триас уверенно прослежен в Сев. Евразии от Печорской плиты до Верхоянья и Новосибирских о-вов. Несовпадение верхнепермского несогласия американской модели (Thurston and Theiss, 1987) с рубежом триас/пермь отражает либо диахронность событий, либо точность датирования. Пермское несогласие американской модели практически совпадает с эвстатическим минимумом (Haq et al., 1987).

Рубеж в раннем мелу – нижнемеловое несогласие американской модели – это одна из поздних фаз позднекиммерийского тектогенеза на северо-востоке Евразии и на Аляске. Он проявлен несогласиями, деформациями, гранитоидным магматизмом. С этого времени формируются позднеорогенные прогибы.

Следующий рубеж отвечает границе раннего и позднего мела. Поздний мел – начало палеогена характеризуется высоким стоянием и пенепленизацией северной периферии Евразии и Сев. Америки. Возвышенная плоская суша обрамляла Арктический бассейн, и его связи с мировым океаном были затруднены. Осадки этого времени ограниченно распространены на суше преимущественно в континентальных фациях. Единственным признаком региональной регрессии в материалах наземных наблюдений может считаться кора выветривания между раннемеловыми риолитами и сеноман-туронской толщей на о. Фаддеевский. В этих обстоятельствах решающим для выделения границы ранний/поздний мел в качестве регионального репера служит внутриалябский эвстатический минимум с возрастом 107 млн лет. Вообще говоря, в масштабе геохронологической шкалы и точности имеющихся датировок применительно к обзорному уровню настоящего обобщения целесообразно говорить об апт-альбской эпохе качественных преобразований геодинамической обстановки, не привязываясь к мелким геохронологическим подразделениям.

Реперная роль границы мела и палеогена общеизвестна (Геологическое строение..., 1984; Ким, Слободин, 1991).

Факт существования предверхнемелового (апт-альбского) и предтретичного рубежей в эволюции северо-восточной континентальной окраины не снимает вопроса, когда на шельфе начал формироваться региональный ортоплатформенный чехол и соответственно вопроса о соотношении объемов меловых и третичных осадков в осадочном чехле. По одной версии региональный чехол формируется с позднего мела, по другой – с палеогена. Первая версия опирается на сопоставление с хронологией и стилем развития внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса на се-

веро-востоке Евразии и в Сев. Америке, вторая - на корреляцию с событиями в Сев. Атлантике. Думается, что выбор в пользу позиции тектонистов североатлантической либо напротив, северотихоокеанской школы не решает проблемы, поскольку ситуация не содержит дилеммы по сути. Восточноарктическая континентальная окраина, во всяком случае ее западная часть, включая море Лаптевых, располагается в кондоминиуме под патронажем геодинамических систем Сев. Атлантики и Сев. Пацифики. С общих позиций вопрос о возрасте осадочного чехла в данном случае может решаться, исходя из анализа взаимодействия этих систем, а не путем исключения влияния одной из них. Выделяются также кайнозойские рубежи: в позднем олигоцене, позднем миоцене и вблизи границы миоцен - плиоцен, отвечающие эвстатическим минимумам и согласующиеся с особенностями третичного разреза на о-вах. По недостатку данных на акватории неогеновые рубежи не разделяются и рассматриваются как единый репер, отвечающий глобальному мессинскому событию.

Тектоническое районирование. Осадочные бассейны. Шельф Восточно-Сибирского и Чукотского морей по подошве верхнего (в первом приближении плиоцен-четвертичного) комплекса представляет собой единый слабоструктурированный осадочный бассейн. Здесь присутствуют лишь редкие неотектонические поднятия с островами на сводах. По подошве осадочного чехла, картируемой как акустический фундамент позднеокеанского - альбского и локально девонского-каменноугольного возраста, выявляется сложный тектонический ансамбль синклинальных и рифтогенных прогибов, поднятий, валов, моноклиналей, седловин и структурных плато. Первые геофизически обоснованные представления о структуре Восточно-Сибирского и Чукотского морей были опубликованы в середине 70-х годов. Шельф Восточно-Сибирского моря рассматривался как обширная синеклиза *Новосибирская мегавпадина*. На востоке было выделено Врангелевское поднятие, которое обтекается с юга и с севера прогибами, продолжающими Новосибирскую мегавпадину на восток в пределы Чукотского шельфа, где также были выявлены крупные осадочные бассейны (Вольнов, Литинский, 1976; Копылова и др., 1976). Тогда же выяснилось сложное внутреннее строение мегавпадины и составлены схемы районирования. Основные элементы районирования подтверждены позднейшими наблюдениями и интерпретациями. Однако в отличие от первоначального варианта Д. А. Вольнова сейчас прогибы Вилькицкого и Южно-Чукотский не включаются в Новосибирскую мегавпадину (рис. 111).

Ядро Новосибирской мегавпадины образует Новосибирский прогиб. К югу от Новосибирского прогиба в прибрежной части акватории располагаются Благовещенская структурная терраса, осложненная неглубокой впадиной на востоке. Ранее здесь выделялся Южный (Вольнов, Литинский, 1976) или Благовещенский (Косыко, 1988) прогиб. На юго-востоке в районе Чаунской губы располагается Айонская впадина.

Новосибирская мегавпадина на западе ограничена Котельническо-Святоносским поднятием с выходами киммерийского фундамента и деформированного промежуточного структурного этажа, а на севере - поднятием Де-Лонга с каледонским фундаментом на о-вах Беннетта и Генриетты. Северо-восточная граница проводится по Сев. моноклинали и Шелагскому поднятию с глубиной фундамента и/или промежуточного структурного этажа 3-5 км. Юго-восточная центриклиналь обрамляется выступами Чукотских киммерид на материке и в районе Медвежьих о-вов, а южная граница с Приморской тектонической депрессией перекрыта верхней толщей осадочного чехла.

Новосибирский прогиб располагается на западе Восточно-Сибирского моря, простираясь в восток-юго-восточном направлении между 141-65° в. д. и 74-78° с. ш.

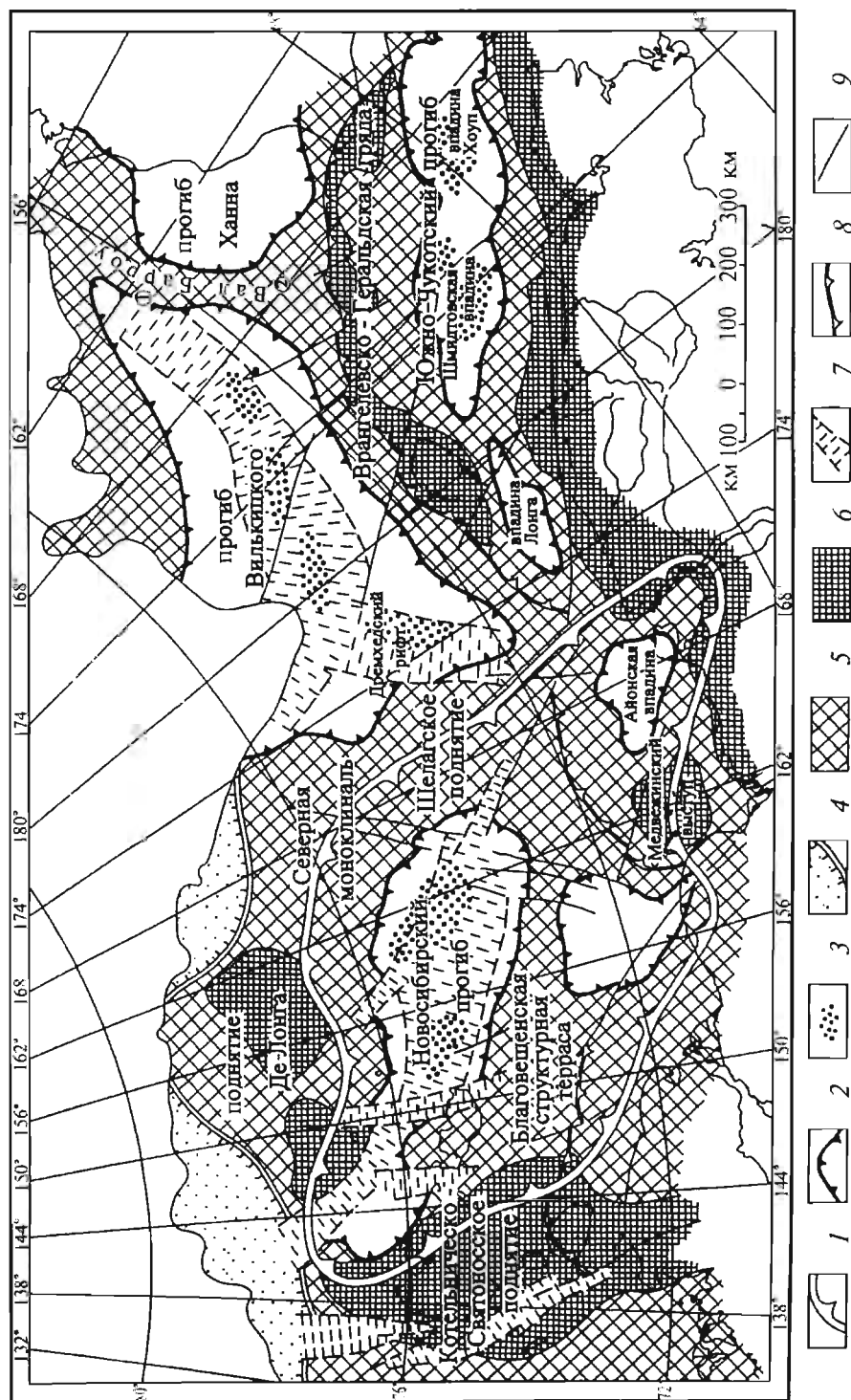


Рис. 111. Структурное районирование шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

1 - граница Новосибирской мегагалины; 2 - границы прогибов и впадин на шельфе; 3 - депозиты внутри прогибов; 4 - склоновые периклаэтические бассейны; 5 - поднятия, валы, структурные террасы, седловины под осадочным чехлом; 6 - поднятия с выступами фундамента и промежуточного структурного этажа; 7 - рифты; 8 - фронт позднекаймерийских надвигов; 9 - разломы. Цифры в кружках: 1 - Северо-Чукотское поднятие, 2 - Чукотская шатформа.

Он входит в рифтовую систему Восточно-Арктического шельфа России. Протяженность прогиба 800 при максимальной ширине 250 км. На севере прогиб граничит с поднятием Де-Лонга по разломам и с Северной моноклиной по неотчетливому перегибу в кровле фундамента на глубине около 5 км. На юго-западе и юге граница прогиба совпадает с зонами тектонических нарушений и проводится по изогипсе 3 км подошвы осадочного чехла. На востоке Новосибирский прогиб отделен от прогиба Вилькицкого Шелагским поднятием. На северо-западе Новосибирский прогиб не замкнут, и его осадочные толщи переходят в проградационный комплекс внешнего шельфа и континентального склона.

Прогиб выполнен толщами мелового – кайнозойского возраста мощностью до 12 км, расчленен на частные прогибы и поднятия и нарушен многочисленными разломами.

Выделяются меловой, палеоген-миоценовый и плиоцен-четвертичный комплексы. На сейсмических профилях меловой комплекс заключен между рефлекторами LS1 и LS2 BGR (Hinz et al., 1997; Franke, Hinz, 1999), между акустическим фундаментом А и рефлексом IV (рис. 112) и включает сейсмотолщи ВС-1 и ВС-2 (Драчев и др., 2001). Палеоген-миоценовый комплекс заключен соответственно между рефлекторами LS2 и LS3 BGR, между рефлекторами II IV (рис. 112). Плиоцен-четвертичные отложения располагаются над рефлексом LS3 BGR и II по нашей интерпретации.

Меловые отложения представляют собой специфический комплекс прогиба. На сопряженных поднятиях они либо отсутствуют, либо распространены прерывисто. Палеоген-миоценовый комплекс в Новосибирском прогибе обладает повышен-

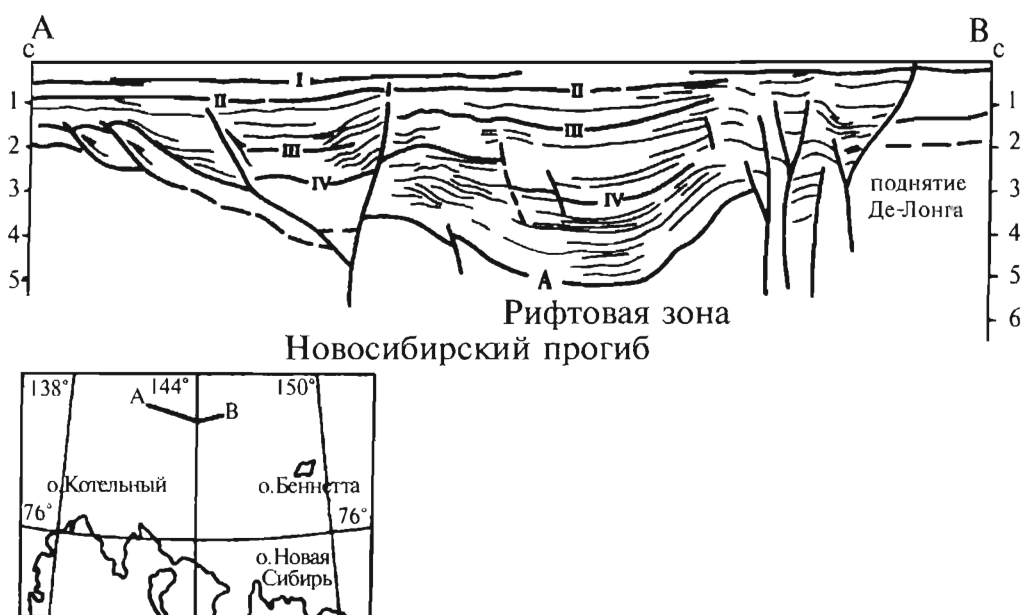


Рис. 112. Разрез западной части Новосибирского прогиба. Интерпретация профиля МОВ ОГТ. Фрагмент профиля МАГЭ М-90800.

I–IV – сейсмические горизонты; А – кровля акустического фундамента; дно: II – неоген-четвертичные, II–IV – палеоген-неогеновые, V–А – меловые отложения.

ными относительно смежных структур мощностями, а плиоцен-четвертичные отложения практически в постоянных мощностях распространены по всей акватории, нивелируя подстилающие структуры. Состав отложений терригенный и глинистый. В меловом комплексе предполагается наличие отдельных потоков кислых и основных лав и примеси пирокластики. В неогеновой части разреза на востоке вдоль северного борта, по-видимому, присутствуют эффузивные щелочные базальтоиды, известные на о-вах Жохова и Вилькицкого.

Среди осадочных пород преобладают алевроито-глинистые и глинисто-алевритовые разновидности. Алевролиты и песчаники, и тем более конгломераты, менее распространены. Отдельные интервалы разреза угленосны. Разрез характеризуется многопорядковой цикличностью. Рубежи между крупными циклами проявлены региональными несогласиями и перерывами, к которым в мелу и в палеогене приурочены коры выветривания. Осадки накапливались в континентальных, прибрежных и мелководно-морских обстановках. Наиболее распространены, по-видимому, континентальные фации прибрежных аккумулятивных равнин. Судя по фациальной зональности на о-вах Анжу, роль морских глинистых осадков во внутренних частях бассейна возрастает.

Граница между поднятием Де-Лонга и Новосибирским прогибом западнее о. Беннетта представлена достоверно локализованной сбросо-сдвиговой зоной, суммарная амплитуда сброса превышает первые километры. Разломы сопровождаются смятием осадочной толщи, указывающим на напряжения сжатия. Предполагается транспрессионная кинематическая обстановка. На востоке прогиб и поднятие сопрягаются по моноклинали, нарушенной мелкоамплитудными ступенчатыми сбросами. Толщи выполнения прогиба выклиниваются по восстанию моноклинали.

Граница Новосибирского прогиба с Котельническо-Святоносским поднятием также в значительной мере определяется разломными структурами. Здесь многопорядковая складчатая и дизъюнктивная тектоника, наблюдаемая в обнажениях и отраженная на геологических картах, кулисное расположение мезоскопических складок в осадочном чехле и их ориентировка под острым углом к зоне региональных разломов указывают на левостороннюю транспрессию в пограничной зоне между прогибом и поднятием.

От Благовещенской структурной террасы Новосибирский прогиб отделен моноклиналью, по восстанию которой часть толщ палеоген-миоценового сейсмокомплекса выклинивается, в то время как мощность других возрастает, подчиняясь конседиментационным грабенам второго порядка. Моноклиналь осложнена крутыми сбросами по нижним горизонтам чехла.

Новосибирский прогиб разделен на западный и восточный сегменты, разграниченные поднятием на долготе о. Беннетта. В западном сегменте вдоль границы с поднятием Де-Лонга располагается глубокий рифт, параллельно которому между рифтом и Котельническо-Святоносским поднятием простирается менее погруженный прогиб с пологими надвигами и незначительными складчатыми нарушениями в осадочном чехле.

В восточном сегменте в отличие от западного сегмента борта Новосибирского прогиба представляют собой надразломные моноклинали (Драчев и др., 2001). В основании моноклиналей по фундаменту и нижним горизонтам осадочного чехла присутствуют асимметричные грабены, относительно которых осевая зона является горстом – плосковершинным структурным плато, нарушенным многочисленными мелкоамплитудными субвертикальными разломами. Накопление мелового комплекса и нижних сейсмоторщ палеоген-миоценового комплекса контролировалось прибор-

товыми конседиментационными разломами и общим прогибанием шельфа южнее поднятия Де-Лонга. Верхняя часть палеоген-миоценового комплекса выполняет конседиментационный синклинальный бассейн, который, наряду с Новосибирским прогибом, включал современную Благовещенскую структурную террасу.

Осадочные комплексы Новосибирского прогиба, по-видимому, подстилаются интенсивно преобразованными рифтогенезом палеозойскими и мезозойскими глинисто-терригенными и карбонатно-терригенными формациями промежуточного структурного этажа. Признаки слоистых толщ ниже акустического фундамента отмечаются в сейсмической записи в северном борту восточного сегмента прогиба (Драчев и др., 2001). Восточнее о. Новая Сибирь к промежуточному структурному этажу может быть отнесен интервал мощностью около 2 км между акустическим фундаментом и кромками нижележащих магнитных тел. Возможность существования здесь промежуточного структурного этажа поддерживается также результатами плотностного моделирования.

Новосибирский прогиб располагается вдоль границы блоков с разновозрастным неопротерозойским, каледонским и элсмирским первичным фундаментом. Элсмирский и неопротерозойский блоки к югу от прогиба испытали омоложение в поздне-киммерийскую эпоху. Остается неясным, в какой мере преобразован и сохранился ли вообще фундамент в рифтах Новосибирского прогиба.

Рифтогенез в Новосибирском прогибе обладает рядом особенностей. Судя по строению осадочного выполнения, конседиментационные грабены формировались в меловое время синхронно с трапповым вулканизмом на поднятии Де-Лонга и орогенезом в поздних киммериах Северо-Востока. Стратовулканы, извергавшие типичные для континентальных рифтов щелочно-базальтовые лавы, относятся к неогену – четверти, когда по всей акватории Восточно-Сибирского моря накапливался плащ осадков, не несущий следов конседиментационных блоковых движений. Вдоль бортов рифта происходили движения транспрессионной кинематики с левосторонним смещением блока поднятия Де-Лонга относительно южных блоков.

Положение Новосибирского прогиба вдоль границы разновозрастных блоков фундамента и внешнего фронта позднекиммерийских дислокаций наряду с явными признаками рифтогенеза в мелу и позднем кайнозое указывают на унаследованность его расположения и, во-вторых, на сочетание в ходе эволюции прогиба процессов рифтогенеза и механизмов формирования краевых прогибов. Рифтогенез осуществлялся дискретно в два этапа – образование конседиментационных грабенов в меловое время и типоморфный неоген-современный вулканизм, не проявленный в структуре осадочного чехла.

Благовещенская структурная терраса располагается на юго-западе Восточно-Сибирского моря между 150–162° в. д. и 71–73° с. ш. На юге она отделена от Приморской тектонической депрессии малоамплитудными нарушениями над надвиговым фронтом в складчатом фундаменте, на севере по зоне деформаций граничит с Новосибирским прогибом, на западе постепенно переходит в склон Котельническо-Святоносского поднятия, восточное ограничение неопределенно. Размеры структуры 300×500 км. Эта область плохо изучена. Тем не менее, удается выделить в ее западной части протяженную моноклинали, которая в восточном направлении сменяется прогибом, неотчетливо отделенным от Новосибирского прогиба.

Поверхность акустического фундамента в пределах моноклинали полого (1–3°) погружается к северу от глубины около 1 до 2,5 км. Акустический фундамент представляет собой эрозионную поверхность промежуточного структурного этажа. Из рефлекторов внутри осадочного чехла региональное значение имеет один, который

разделяет чехол на палеоцен-миоценовую и плиоцен-четвертичную толщи. Мощность толщ 0–1,5 и 1,0 км соответственно. Этот рефлектор залегает практически горизонтально. На южной границе моноклинали он на поднятиях без нарушений срезает акустический фундамент и также без изменений простирается на север в пределы Новосибирского прогиба. В основании плиоцена имеются разрыв и пологие угловые несогласия. Обе толщи сложны континентальными и прибрежно-морскими терригенными отложениями алеврито-глинистого и песчано-алеврито-глинистого состава. Экстраполируя данные по о-вам и прибрежной суши, можно говорить о циклическом строении разреза и предполагать площадную кору выветривания в подошве осадочного чехла.

Впадина на востоке Благовещенской структурной террасы оконтурена по изогипсе подошвы осадочного чехла 3 км. Эта впадина представляет восточную часть выделявшегося ранее Благовещенского прогиба (Косыко, 1988). От Новосибирского прогиба она отделена пологим валом, выявляемым по несколько повышенным значениям гравитационного поля. На востоке и западе границы условные. Юго-западная граница совпадает с северной границей Анюйско-Ляховской системы в фундаменте. Впадина изометрична в плане с поперечником около 200 км. Максимальная мощность осадков, по-видимому, составляет 4–5 км. Разрез предположительно включает в себя угленосную континентальную молассу апт-альбского возраста, позднемеловые прибрежно-континентальные угленосные отложения с толщей глин в основании, полифациальные, преимущественно континентальные алевриты, глины, пески гретичного возраста.

В пределах Благовещенской структурной террасы под осадочным чехлом предполагаются формации промежуточного структурного этажа и складчатого фундамента. Промежуточный структурный этаж состоит, вероятно, из терригенных и карбонатных толщ каменноугольного – мелового возраста, деформированных в позднекиммерийскую эпоху. Интенсивность деформаций и степень катагенетических и метаморфических преобразований, скорее всего, варьирует по площади, и могут существовать районы, где он обладает параплатформенными характеристиками и наращивает снизу осадочный чехол. Такие участки, вероятно, перемежаются с зонами интенсивных деформаций и метаморфизма вплоть до зеленосланцевой фации, относящимися к фундаменту.

Региональный складчатый фундамент на большей площади представлен элсмиридами и лишь в узкой полосе на юге – поздними киммеридами.

Айонская впадина располагается в юго-восточной части Восточно-Сибирского моря против Чаунской губы. На юго-востоке впадины находится о. Айон. Впадина оконтурена по изогипсе 1 км подошвы осадочного чехла. Она вытянута в северо-западном направлении и имеет размеры 200×130 км. Максимальная мощность осадков в Айонской впадине, возможно, превышает 3 км. Борты впадины представляют собой пологие моноклинали. Признаков существенных тектонических нарушений не отмечено. Стратиграфия и литолого-фациальные характеристики осадочного чехла на периферии впадины детально известны благодаря опорной скважине на западном берегу о. Айон.

Скважина вскрыла фундамент на глубине 671 м (Слободин и др., 1990). Установлены средний эоцен, олигоцен, средний и верхний миоцен, нижний – средний плиоцен. Мощность палеогеновых отложений – 490, неогеновых отложений – 155, антропогена – 30 м.

Разрез сложен песками, алевритами, глинами с прослоями галечника и бурого угля. В основании залегает каолиновая кора выветривания мощностью около 10 м

с дресвой и щебнем песчаников и алевролитов – элювий на мезозойском фундаменте. Выше следуют палеоцен-эоценовые пески с алевроитами и глинами, переслаивание песков, алевролитов и глин олигоценового возраста с обильными бурыми углями в верхнем олигоцене, пески с алевроитами в нижнем – среднем миоцене и алевроиты и глины в среднем – верхнем миоцене. Третичный разрез заканчивается плиоценовыми песками. Реконструируется следующая смена фациальных обстановок: 1) прибрежная аккумулятивная равнина до раннего олигоцена; 2) лагунная, прибрежно-морская в раннем олигоцене; 3) континентальная в позднем олигоцене; 4) прибрежно-морская с нарастанием мористости в миоцене. Преимущественно морская обстановка сохраняется в плиоцене после размыва на рубеже миоцена и плиоцена; 5) озерно-аллювиальная равнина в плейстоцене. Регионально значимые перерывы находятся между нижним и верхним олигоценом, между миоценом и плиоценом и в начале антропогена.

Выявляются четыре трансгрессивных цикла осадконакопления: палеоцен-раннеолигоценовый, позднеолигоцен-миоценовый, плиоценовый и антропогеновый. В центре впадины допускается присутствие меловых отложений. Фундамент представлен поздними киммеридами Чукотской системы.

За пределами Новосибирской мегавпадины находятся прогибы Южно-Чукотский, Вилькицкого и Ханна, разделенные валом Барроу и Врангелевско-Геральдской грядой.

Южно-Чукотский прогиб занимает южную часть Чукотского моря, включая зал. Коцебу на Аляске и юго-восток Восточно-Сибирского моря до меридиана м. Шелагского на западе. На схеме рис. 111 прогиб показан в конгурах, примерно отвечающих изогипсе 2-километровой подошвы осадочного чехла. На севере и северо-востоке сопряженной структурой является Врангелевско-Геральдская гряда, на юге прогиб ограничен выходами фундамента на Чукотском п-ове. Протяженность прогиба 1200 при ширине до 320 км. Максимальная мощность осадков 8 км. Прогиб выполнен позднемезозойскими и кайнозойскими толщами, перекрывающими поздне-киммерийский фундамент. С запада на восток обособляются впадины Лонга, Шмидтовская, Хоуп и прогиб Селавик. Восточная половина впадины Хоуп и прогиб Селавик почти полностью находятся за пределами российского шельфа.

В глубоких депоцентрах впадин Шмидтовской и Хоуп выделяются раннемеловые отложения максимальной мощностью до 4,9 км, коррелируемые с известной на суше молассой апт-альбского возраста; верхнемеловой – палеогеновый комплекс континентальных и прибрежно-морских осадков, по-видимому, с корами выветривания и прерывами в нижней части мощностью до 2,9 км; неоген-четвертичные прибрежно морские и континентальные отложения мощностью до 2,3 км. В неоген-четвертичном комплексе устанавливаются несогласия в основании, а также на границе миоцен/плиоцен и между плиоценом и антропогеном.

На востоке впадины Хоуп и в прогибе Селавик выделяются эоцен-олигоценовый, нижнемиоценовый и среднемиоценовый – плейстоценовый сейсмокомплексы. Сейсмокомплексы скоррелированы с разрезами буровых скважин, вскрывших чехол до фундамента на максимальную мощность 2500 м (Tolson, 1987).

Эоцен-олигоценовые отложения – это пески и вулканические туфы с конгломератами и прослоями угля, накопившиеся в континентальных и дельтовых условиях. Присутствуют единичные покровы базальтов с возрастом $40,7 \pm 2,0 - 42,3 \pm 1,0$ млн лет. Максимальная мощность комплекса 0,7 км.

Нижнемиоценовая толща повсеместно перекрывает эоцен-олигоценовые отложения и непосредственно залегает на фундаменте. На контакте с эоцен-олигоцено-

выми отложениями часто отмечаются угловые несогласия, обусловленные как тектоническими деформациями, так и первичным наклоном слоев в подстилающей толще. Нижний миоцен представлен песками и алевритами прибрежно-морского и прибрежно-континентального генезиса с нарастанием мористости к северо-западу. Мощность толщи 0,4–0,9 км.

В составе среднемиоценового – плейстоценового сейсмокомплекса на востоке Южно-Чукотского прогиба преобладают тонкозернистые пески, глинистые алевриты с прослоями угля. В прогибе Хоуп преимущественно развиты морские и озерные фации, в прогибе Селавик доминируют осадки дельт и прибрежной равнины. Максимальная мощность среднего миоцена – плейстоцена здесь 2,1 км.

Во внутренних зонах впадин Шмидтовской и Хоуп располагаются грабены северо-западного простираения. Грабены выполнены синтетектоническими домиоценовыми отложениями. Ограничивающие сбросы практически не затрагивают миоценовые толщи, которые зачастую непосредственно перекрывают фундамент на внутрибассейновых поднятиях. Амплитуда смещений по разломам обычно составляет первые сотни метров, в отдельных случаях до 1,1–1,5 км. В домиоценовых толщах проявлены также конседиментационные и наложенные складчатые дислокации платформенного типа.

Прогиб Вилькицкого располагается на северо-востоке Восточно-Сибирского моря – северо-западе Чукотского моря между 72–74° с. ш. и 172° в. д. – 160° з. д. (рис. 111). Прогиб показан преимущественно в контурах изогипсы подошвы чехла 3 км и лишь на западе – по пятикилометровой изогипсе. Протяженность прогиба по широте 900 при ширине до 350 км. Глубина превышает 13 км и, возможно, достигает 17 км. На северо-западе он уходит за бровку шельфа и продолжается периокеаническим бассейном континентального склона. На юге прогиб Вилькицкого сопрягается через региональную структурную террасу с Врангелевско-Геральдской грядой, восточнее он ограничен валом Барроу. На севере прогиб Вилькицкого связан общей моноклиалью с Чукотским бордерлендом. На западе между прогибами Вилькицкого и Новосибирским располагается Шелагское поднятие.

Осевую зону прогиба Вилькицкого образует глубокий рифт. Борты рифта проявлены высокими градиентами мощности осадочного чехла, связанными с разломами. Углы падения слоев до 11° и продольные ступенчатые сбросы вдоль южного борта уверенно закартированы сейсмикой. От главного рифта на западе под прямым углом ответвляется дополнительный *Дремхедский рифт*.

Прогиб Вилькицкого исследован рекогносцировочными профилями МОВ–ОГТ. Интерпретация профилей и детальное описание прогиба выполнены Артуром Гранцем, С. Д. Мзем и П. Е. Хартом (Grantz et al., 1990) согласно разработанной американскими геологами сеймостратиграфической модели (рис. 113).

Нижнебрукский сейсмокомплекс сложен осадками мелового возраста. Подошвой служит нижнемеловое несогласие, кровлей – среднебрукское несогласие, отвечающее границе мела и палеогена. Нижнебрукский комплекс включает три толщи, разделенные перерывами со следами размыва. Нижняя толща, по нашему мнению, представляет собой молассу в орогенном прогибе перед складчато-надвиговым фронтом поздних киммерид. Возраст молассы скорее всего апт-альбский. В прискладчатом борту краевого прогиба моласса достигает 3,2 км мощности и выклинивается к северу по направлению к оси прогиба Вилькицкого.

Две верхние толщи относятся к позднему мелу. Толщи характеризуются четким слоистым рисунком сейсмической записи. Предполагается, что они сложены алевропелитами с пачками песчаников. Мощность обих толщ возрастает от южного

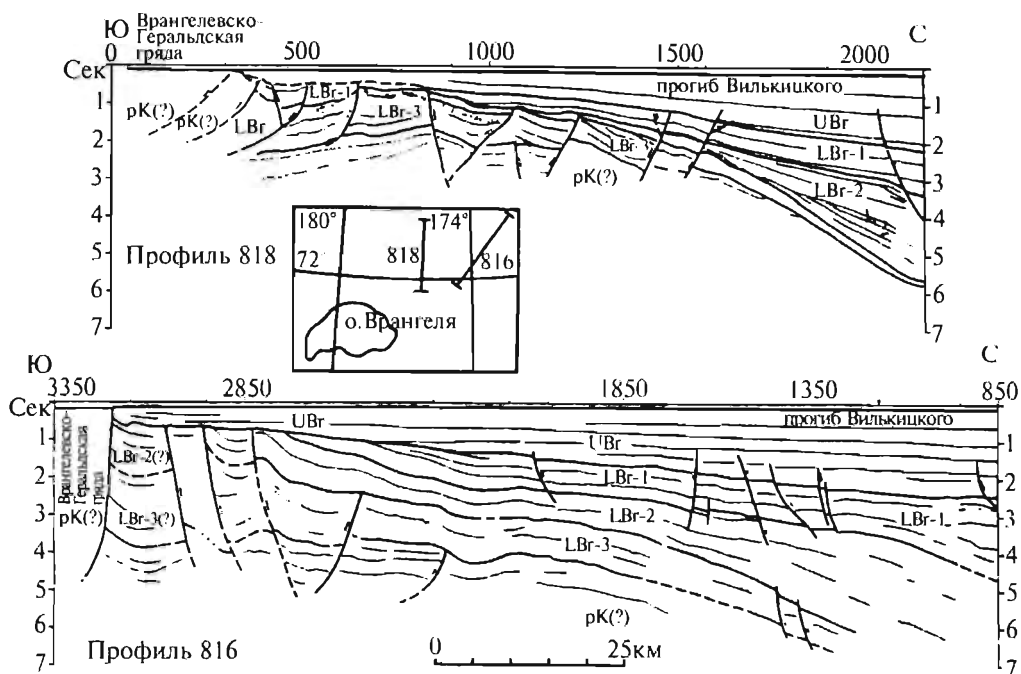


Рис. 113. Разрезы через южный борт прогиба Вилькицкого. Интерпретация профилей MOB OIGT (Grantz et al., 1990).

UBr – верхнебрукский комплекс, гретичные отложения; LBr-1- LBr-3 – подразделения нижнебрукского комплекса, меловые отложения; рК – домеловые отложения.

борта к осевой рифтовой зоне, превышая соответственно 6,7 (средняя толщина) и 5,7 км (верхняя толщина). Вдоль борта прогиба намечаются конседиментационные флексуры со ступенчатым возрастанием мощностей, осложненные разломами. Характер слоистой текстуры и изменения мощностей указывают на формирование толщ одновременно с прогибанием. На востоке прогиба Вилькицкого пограничные слои между нижнебрукским и верхнебрукским комплексами выполняют мелкие конседиментационные грабены, осложняющие общее крыло прогиба Вилькицкого и вала Барроу.

На западе между Дремхедским рифтом и Врангелевско-Геральдской грядой меловые осадки замещаются эффузивами, судя по рисунку аномального магнитного поля. Меловый возраст приписывается этим эффузивам по аналогии с сушей.

Кайнозойские отложения относятся к позднебрукскому комплексу. Здесь можно ожидать разделенные перерывами палеоцен-эоценовую, олигоцен-миоценовую и плиоцен-четвертичную толщи. Подошва комплекса отвечает общему для Северо-Восточной Азии пенеплену с корами выветривания, которые могут присутствовать и в бассейне. Верхнебрукский комплекс выполняет пологую синклинали и заметно менее нарушен, чем подстилающие образования. Отчетливо проявлено трансгрессивное налегание толщ в южном борту прогиба. Накопление осадков происходило в прибрежной морской и наземной обстановке одновременно с прогибанием при достаточном объеме обломочного материала, поступавшего в основном с юга. Состав комплекса скорее всего глинисто-алевритовый с песчаными пачками. Мощность комплекса превышает 3,7 км.

В прогибе широко проявлены складчатые и разрывные нарушения. Крупные разломы со сдвиговой составляющей пересекают прогиб в северо-западном направлении, на востоке широко развиты субмеридиональные разломы, более поздние относительно продольных сбросов. Нарушения относятся к двум генерациям: предпоздне меловой и предэоценовой. Преобладают разломы растяжения. Лишь вдоль границы с Врангелевско-Геральдской грядой установлены надвиги северной вергентности. Сбросы отмечены также и в нижней части позднебрукского комплекса над бортами поздне меловых – раннекайнозойских грабен. Здесь их амплитуда не превышает 100–200 м.

В прогибе известны диапировые структуры диаметром до 2 км. Их корни находятся в палеозойском элсмирском комплексе, а кровля поднимается до отметки 200 м ниже уровня дна. По мнению одних, диапиры являются соляными (Thurston, Theiss, 1987), другие исследователи считают их глиняными (Grantz et al., 1975; Grantz et al., 1990).

Основание прогиба неоднородно. На восточном замыкании нижнемеловое несогласие в одних случаях перекрывает акустический фундамент, в других под ним находятся толщи элсмирского комплекса в чехольном залегании. В южном борту между Врангелевско-Геральдской грядой и осевым рифтом под нижнебрукскими отложениями прослеживается слоистая, возможно, верхнеэлсмирская толща. Под северный борт могут продолжаться карбонатные и терригенные формации платформенного типа, известные на эскарпе Нортвинд (Grantz et al., 1998). В осевом рифте осадки налегают непосредственно на раздел К либо здесь присутствуют реликты резко утонченного гранитного слоя. На сопряженном Северо-Чукотском поднятии раннемеловые отложения вместе с более древними входят в фундамент, а поздне меловые третичные осадки, перекрывающие фундамент с угловым несогласием, увеличиваются в мощности в сторону прогиба Вилькицкого от 0 до 1000 м.

Северо-Чукотское поднятие вала Барроу отделяет прогиб Вилькицкого от басс. Нувук в море Бофорта. Поднятие оформилось в позднем мелу – кайнозое, что позволяет предполагать, что с момента возникновения в раннем мелу существовал единый прогиб, который был разделен лишь в позднем мелу.

Прогиб Ханна занимает восточную часть Чукотского моря в координатах 69–72° с. ш. и 161–167° з. д. Протяженность прогиба с севера на юг 450, с запада на восток 300 км. Восточная граница прогиба находится на территории Аляски и намечается условно. В южную часть прогиба Ханна с востока продолжается предгорный Колвиллский прогиб, отделяющий поздние мезозойды хр. Брукса на юге от эпиэлсмирской Арктической платформы на севере. На юге прогиб Ханна ограничен складчато-надвиговой зоной северного фланга Врангелевско-Геральдской гряды, на северо-западе и севере вала Барроу, юго-западный сегмент которого обособляется под названием Чукотская платформа. На западе северного сегмента вала Барроу выделяется Северо-Чукотское поднятие. Прогиб Ханна по подошве верхнемеловых – третичных отложений, образующей структурную седловину между сегментами вала Барроу, соединяется с прогибом Вилькицкого.

Прогиб Ханна развивается со среднего палеозоя по настоящее время в условиях меняющихся региональных геодинамических обстановок, перераспределения плана и стиля тектонических движений. Этим объясняется чрезвычайно сложное внутреннее строение прогиба, в частности, упоминавшееся наложение на палеозойский прогиб платформенного типа орогенного прогиба мезозой на юге и образование структурной депрессии, связывающей прогибы Ханна и Вилькицкого в позднем мелу – кайнозое. Прогиб Ханна наложен на среднепалеозойский складчатый

фундамент. Подошвой осадочного чехла здесь служит региональное элсмирское несогласие верхнедевонского возраста EU. Нижнюю часть чехла составляют син- и посторогенные терригенные отложения, накопление которых контролировалось конседиментационными грабенами. Эти осадки являются аналогами группы Эндикотт на Аляске. Осадконакопление происходило в субаэральных и высокодинамичных водных обстановках на фоне дифференциальных блоковых движений. Основные источники сноса обломочного материала находились на западе и востоке. Существовали также источники сноса внутри бассейна.

Выше залегают каменноугольные отложения группы Лисберн – мелководные морские известняки и глинистые, кремнистые и карбонатные осадки эвксинского типа, накопившиеся в более спокойной обстановке. В это время морская трансгрессия распространилась на Арктическую платформу и участки северного сегмента вала Барроу, которые ранее служили источниками сноса. Максимальная мощность позднедевонских – каменноугольных отложений, объединяемых в нижнеэлсмирский комплекс, составляет в прогибе Ханна 9000 м.

Верхнеэлсмирский комплекс включает пермские, триасовые, юрские и частично нижнемеловые отложения. Его подошва описывается в литературе как пермское несогласие PU. Эта поверхность действительно является угловым и эрозионным несогласием там, где пермские и мезозойские осадки перекрывают дислоцированные и размываемые древние толщи. Но в глубоких прогибах она зачастую оказывается внутри непрерывного осадочного разреза. Максимальная мощность комплекса 3000 м. Комплекс фациально однороден по площади. В этом отношении, так же как и меньшими вариациями мощности, он заметно отличается от подстилающих отложений. Распространение комплекса не ограничивается прогибом Ханна. В сокращенных мощностях он перекрывает отдельные участки Чукотской платформы и северного сегмента вала Барроу. В то же время поднятые блоки вала Барроу являются основными источниками сноса в прогиб Ханна в поздней перми – юре.

Пермские раннемеловые отложения в прогибе Ханна скорее всего представлены пелитами и глинистыми алевритами с небольшим количеством песчаников. Песчаники следует ожидать в первую очередь по периферии бассейна, где они накапливались на аллювиально-дельтовых равнинах и в аванделтах, а также образовывали бары вдоль отмелей берегов. Предполагается высокое содержание органического вещества в осадках всех фациальных типов. Комплекс накапливался в широком слаборасчлененном бассейне. Бассейн простирался в северном направлении. Область осадконакопления распространялась далеко за пределы прогиба Ханна.

Верхняя часть осадочного чехла на юге прогиба Ханна относится к нижнебрукскому комплексу Колвиллского прогиба. Подошвой комплекса является нижнемеловое несогласие LCU. Максимальная мощность отложений составляет около 6000 м. Они представлены в основном илами, глинами и песками дельтовой системы Корвин, установленной на западе северного склона Аляски и экстраполируемой на акваторию. В течение раннего мела дельта проградировала к восток-северо-востоку. Основным источником сноса служил раннемеловой ороген Врангелевско-Геральдской дуги и хр. Брукса. В ходе раннемелового тектогенеза складчатость и надвиги мигрировали к северу и северо-востоку. В результате южная зона Колвиллского прогиба преобразовалась в складчато-надвиговую зону, а нижний седиментационный контакт нижнебрукского комплекса был осложнен тектоническим срывом.

Таким образом, распределение позднемезозойских – кайнозойских отложений в прогибе Ханна контролируется двумя депоцентрами: раннемеловым южным на западном продолжении Колвиллского прогиба и позднемеловым – кайнозойским северным.

В структуре прогиба исключительно важную роль играют разрывные нарушения. К палеозойскому времени относится заложение субмеридиональной системы разломов. В раннем мелу активно проявились дизъюнктивы северо-западного простирания на юго-западе. Позднемеловые – кайнозойские дизъюнктивы в значительной мере наследуют палеозойские разломы.

Врангелевско-Геральдская гряда прослеживается от 174° в. д. на юго-востоке Восточно-Сибирского моря через южную часть Чукотского моря до м. Лисберн на Аляске. На шарнире гряды акустический фундамент воздымается до поверхности дна, а наиболее поднятые участки представлены о-вами Врангеля и Геральда, а также выходами фундамента на п-ове Лисберн.

Врангелевско-Геральдская гряда в плане образует дугу, обращенную выпуклостью к северо-востоку. Ее северное – северо-восточное крыло представляет собой широкую складчато-надвиговую зону, по которой фундамент и осадочный чехол перемещены к северо-востоку и к северу. В деформации вовлечены раннемеловые отложения осадочного чехла. На востоке Чукотского моря эта зона называется Геральдским надвигом. Угол падения Геральдского надвига оценивается в 8–10°, а минимальное горизонтальное перемещение составляет 20 км.

Врангелевско-Геральдская дуга расчленена долготными нарушениями на отдельные звенья. Наиболее четко проявлены сбросы, контролирующие каньон Геральда – фрагмент долины палео-Юкона, простирающийся вдоль 175° з. д. восточнее о. Геральд.

Юго-западное крыло Врангелевско-Геральдской гряды на востоке Чукотского моря нарушено продольными сбросами. Система сбросов образует горсто-грабеновую структуру. Грабены выполнены синтетектоническими осадками палеоцен-миоценового возраста, возможно, позднемелового – миоценового возраста, при отчетливом уменьшении амплитуды сбросов вверх по разрезу. Верхняя, плиоцен-четвертичная, толща мало нарушена дизъюнктивными. Мощность этой толщи плавно увеличивается к оси Южно-Чукотского прогиба согласно с погружением ее подошвы. Врангелевско-Геральдская гряда служила источником обломочного материала при заполнении Южно-Чукотского прогиба наряду с источниками сноса на материке.

Вал Барроу прослеживается как единая структура с Бофортского шельфа на востоке в центральную часть Чукотского моря. Так он был выделен в ранних публикациях (Grantz et al., 1975) и понимается здесь – в отличие от современных схем, на которых это название сохранено лишь за северным субширотным отрезком вала (Thurston, Theis, 1987; Grantz et al., 1990). Вал Барроу разделяет прогибы Ханна и Вилькицкого и на юге утыкается во Врангелевско-Геральдскую гряду. Южный сегмент вала Барроу – Чукотская платформа – переходит в плохоструктурированную региональную моноклиаль между Врангелевско-Геральдской грядой и прогибом Вилькицкого. Между Чукотской платформой и Северо-Чукотским поднятием вала Барроу располагается седловина с мощностью позднемелового – кайнозойского сейсмокомплекса до 2500 м. Седловина нарушена субмеридиональными сбросо-сдвигами, активными с позднего мела по настоящее время.

Чукотская платформа существовала как тектоническое поднятие с позднего девона и служила ограничением области накопления каменноугольных – раннепермских отложений на востоке. На наиболее приподнятых участках осадочный чехол представлен лишь маломощными осадками позднего кайнозоя, и акустический фундамент выходит на поверхность дна. Мощный осадочный чехол развит в отдельных структурах второго порядка и по периферии платформы. При этом мощность каменноугольных – мезозойских отложений элсмирского комплекса может достигать 2500 м, мощность раннемеловых отложений на северной окраине платформы доходит

до 1000, а поздне меловых – третичных толщ – до 750 м. Меловые – кайнозойские отложения накапливались преимущественно в континентальной и прибрежно-морской обстановках. Главным источником сноса обломочного материала служила Врангелевско-Геральдская гряда.

Платформа рассечена разломами меридионального простирания. Некоторые разломы заложены в позднедевонское – раннекаменноугольное время и контролируют зоны распространения и мощности палеозойского – раннемезозойского чехла. Разломы были активизированы в позднем меле (?) – кайнозое как сбросо-сдвиги. На севере платформы выявлены диапиры, корни которых располагаются скорее всего в палеозойских отложениях. Диаметр диапиров 1–4, высота до 2 км. Формирование диапировых структур относится к меловому времени.

Северный сегмент вала Барроу простирается с акватории Чукотского моря на восток к м. Барроу и далее. Как единая структура вал выделяется по подошве поздне-мезозойских – кайнозойских отложений. Ниже этой поверхности чередуются районы с различным возрастом и строением осадочного чехла и фундамента. На Северо-Чукотском поднятии раннемеловые толщ входят в фундамент; возраст чехла не древнее позднего мела; на своде поднятия мощность чехла исчезающе мала.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВОСТОЧНОСИБИРСКО-ЧУКОТСКОГО БАССЕЙНА

Геологические предпосылки. Из описания геологического строения и эволюции региона, несмотря на фрагментарность и неоднозначность имеющихся данных, с достаточной очевидностью следует, что присутствие на шельфе Восточно-Сибирского и Чукотского (российский сектор) морей огромных осадочных бассейнов определяет их бесспорную перспективность для поисков месторождений нефти и газа. О том же как будто бы свидетельствует и соседство региона с богатым нефтегазовым бассейном арктического склона Аляски, включающим уникальный газонефтяной гигант Прадхо-Бей. Однако прямых структурных и генетических связей между этим нефтегазовым бассейном и перспективными бассейнами российского сектора Чукотского моря не устанавливается и, следовательно, нельзя говорить об их полной аналогии, хотя общие черты их постэлемирской геологической истории позволяют предполагать и определенное сходство нефтегазовости брукского (послераннемелового) комплекса осадочного чехла, на чем подробнее остановимся ниже.

В соответствии с традициями отечественной школы прогнозирования нефтегазовости, возглавлявшейся В. Д. Наливкиным, для оценки перспективности крупных малоизученных регионов, к каковым со всей очевидностью относятся шельфы Восточно-Сибирского и Чукотского морей, методически оправданно использование немногочисленных тектонических показателей, которые могут быть определены на самых ранних стадиях изучения осадочного бассейна. В их числе В. Д. Наливкин и др. (Критерии и методы., 1976), В. Д. Козырев (1977 а,б) указывают: тектонотип бассейна (платформенный, складчатый, переходный); общий объем осадочного выполнения; среднюю и максимальную мощность осадочного чехла; объем отложений, погрузившихся глубже 2 км (т. е. в большинстве случаев вступивших в главную зону нефтеобразования); объем отложений, погрузившихся глубже 4 км (т. е. для большинства случаев вступивших в главную зону газообразования); доля морских отложений в разрезе; время последнего мощного прогибания бассейна и др. Исходя из платформенного типа осадочных бассейнов региона и значительной мощности оса-

дочного чехла, существенно превышающей 2 км на большей площади шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей, общая нефтегазоперспективность региона может быть оценена положительно. Если же дополнительно учесть предполагаемую с большой вероятностью значительную долю континентальных и прибрежно-морских отложений в разрезе (с присущим им гумусовым типом рассеянной органики), то можно прогнозировать и высокое содержание газа в общих нефтегазовых ресурсах региона. Об этом же свидетельствуют и огромные объемы осадочных отложений, погрузившихся глубже 4 км и прошедших главную фазу газообразования во многих депоцентрах осадочных бассейнов шельфа, где мощность чехла достигает 16–18 км.

Вместе с тем, судя по сейсмофациальным реконструкциям Ю. В. Шипелькевича (1996), в крупнейших палеобассейнах позднемезозойского – раннекайнозойского возраста прибрежноморские отложения к центру бассейна сменяются фациями открытого бассейна (море или крупное озеро), и это позволяет рассчитывать на то, что соответствующие отложения в благоприятных условиях могли генерировать и нефть. Однако при дальнейшем погружении этой части разреза в главную зону газообразования образовавшаяся нефть должна была вытесняться формирующимися газами на периферию бассейна и в значительной своей части «размазываться» на путях миграции (Катагенез..., 1981). Все эти соображения в совокупности свидетельствуют в пользу существенной (если не преобладающей) доли газа в углеводородных ресурсах большинства районов шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

Что касается площадного распространения на шельфе районов с различной степенью нефтегазоперспективности, то в условиях современной чрезвычайно низкой геолого-геофизической изученности возможно лишь в качестве наименее перспективных выделить районы с мощностью осадочного чехла, как правило, менее 2 км. Самыми перспективными, очевидно, представляются борта крупных поднятий типа Шелагского или Врангелевско-Геральдской гряды, разделяющих основные осадочные бассейны, с мощностью чехла 2–4 км или несколько большей, а также внутренние поднятия и рифтогенные трог в пределах упомянутых крупнейших осадочных бассейнов. Подобные внутренние поднятия, такие как прогибы Новосибирский или Вилькицкого, по В. Д. Наливкину (1981), являются крупными зонами нефтегазонакопления при доле газа в общих углеводородных ресурсах бассейна более 20 %.

Несколько конкретизировать прогноз нефтегазонасности шельфа рассматриваемых морей позволяет обращение к нефтегазонасному бассейну арктического склона Аляски и относительно хорошо изученному (здесь по крайней мере выполнено параметрическое бурение) перспективному басс. Хоуп в северо-восточной части Берингова моря. Как видно из рис. 114, по аналогии с Сев. Аляской можно рассчитывать на достаточно контрастный литологический состав брукского (K_1 – K_z) комплекса Восточно-Сибирского и Чукотского морей с чередованием довольно мощных коллекторских песчаных и нефтегазоматеринских и изолирующих глинистых толщ. Если строение брукского комплекса аналогично или близко к таковому Сев. Аляски, то наиболее вероятны залежи углеводородов в аналогах группы Нанушук (песчаники), подстилаемой глинами формации Торок и перекрываемой мощными глинами группы Колвилл. Кроме того, возможно присутствие залежей УВ в невыдержанных песчаных резервуарах в глинах Торок и Колвилл, так же как и в песчаниках формации Сагава-Нирктот в тех случаях, когда в ней развиты локальные или зональные глинистые покрывки.

Для суждения о возможных типах ловушек нефти и газа в осадочных бассейнах Восточно-Сибирского и Чукотского морей также можно воспользоваться пред-

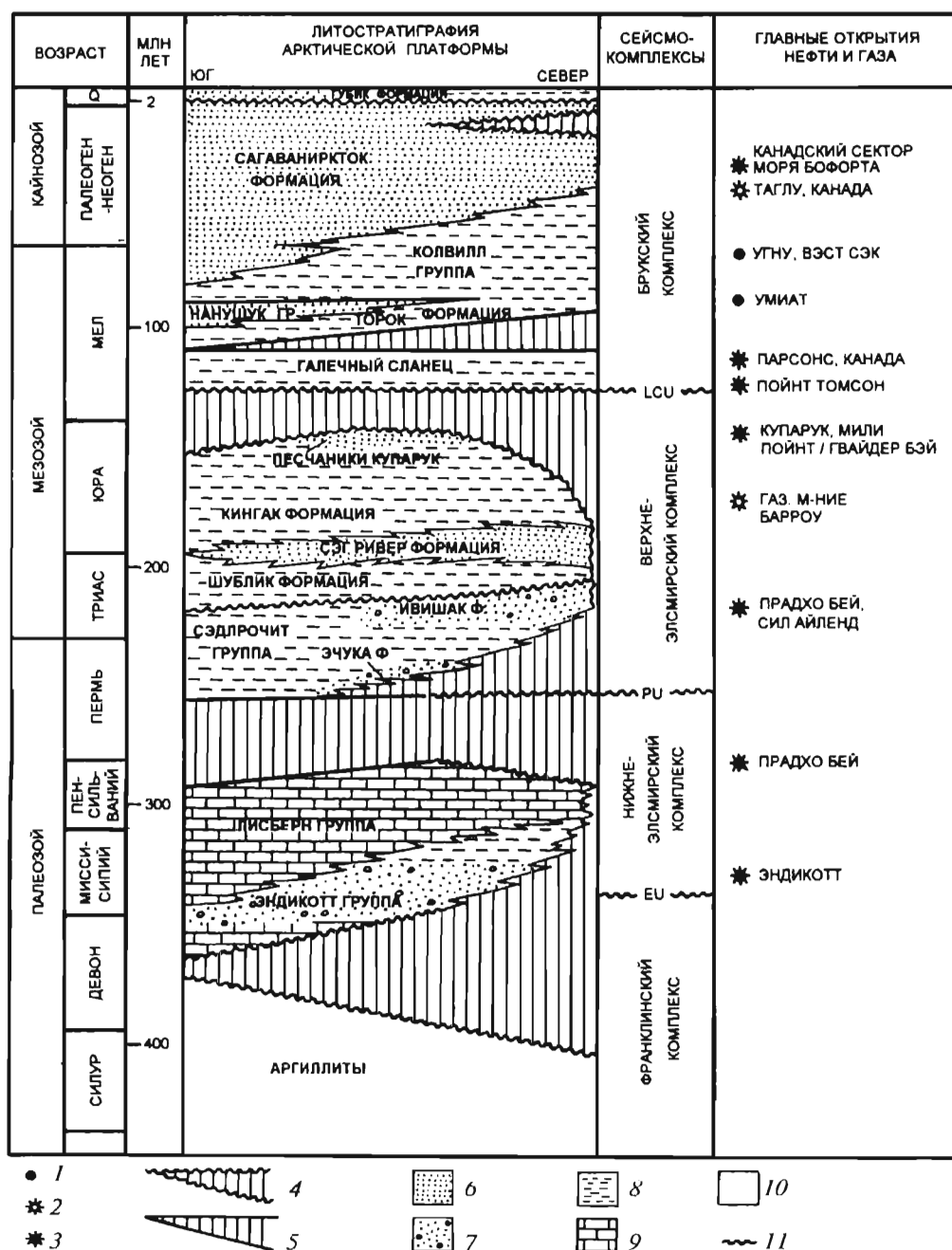


Рис. 114. Обобщенный литостратиграфический разрез, отражающий соотношение стратиграфических подразделений С. Аляски и сейсмокомплексов акватории Чукотского моря. В правой колонке показаны известные резервуары С. Аляски и Канады (по Грант-цу и др., 1985) (Thurston, Theis, 1987).

1 – нефтяное; 2 – газовое и 3 – нефтегазовое м-ния; 4 – эрозионное и 5 – стратиграфическое несогласия; 6 – песчаник; 7 – конгломерат; 8 – сланец; 9 – известняк; 10 – аргиллит. EU – элсмирский, PU – пермский, LCU – нижнемеловой сейсмические горизонты.

ставлениями по данному вопросу американского исследователя Д. Терстона, основанными на детальном изучении сейсмических материалов по американскому сектору Чукотского моря с привлечением сведений по нефтегазовым месторождениям шельфа и приморских территорий, в том числе нефтяному гиганту Прадо-Бей.

Нетрудно видеть широкий спектр неантиклинальных и комбинированных ловушек с преобладанием литологического, стратиграфического или тектонического экранирования или одновременным проявлением перечисленных факторов. «Нормальные» антиклинальные структуры пользуются по существу весьма небольшим распространением (Thurston, Theiss, 1987, рис. 114–117).

Применительно к южным районам Восточно-Сибирского и Чукотского морей любопытно привлечь данные американских исследователей по бассейну Хоуп, который рассматривается как очевидный аналог осадочных бассейнов упомянутых морей российской Арктики. По данным «Endowments of Undiscovered...» (1996), ресурсы нефти в басс. Хоуп по медиане пренебрежимо малы, а извлекаемые ресурсы газа составляют 0,12 трлн фут.³ Иными словами, басс. Хоуп рассматривается как малоперспективный объект для поисков нефти и газа. Этот вывод вполне применим и к мелким осадочным бассейнам южной периферии Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

Применительно к восточно-арктическим морям весьма актуальной (на сегодняшний день теоретически) представляется проблема оценки перспектив нефтегазоносности переходного (промежуточного) элсмирского комплекса молодой платформы.

Проблема выделения и прогнозной оценки нефтегазоносности переходных (или промежуточных) комплексов на платформах имеет уже довольно длительную историю. В частности, в Западно-Сибирской нефтегазоносной мегапровинции промежуточный структурный этаж содержит ряд месторождений нефти и газа. Характерно изменение возраста промежуточного этажа от докембрия до триаса в разных районах Западно-Сибирской плиты. Он представлен слабостаморфизованными толщами разнообразного состава: терригенными и терригенно-карбонатными (в том числе рифогенными, угленосными, красно- и пестроцветными), а также вулканогенно-осадочными и вулканогенными. В северных и северо-восточных районах плиты мощность промежуточного этажа, образующего сплошной покров, достигает 5,5 км. Вместе с тем на некоторых древних сводах (Нижевартовском и др.) он развит в резко сокращенных мощностях или вовсе отсутствует. Крупные региональные перерывы установлены между фундаментом и промежуточным комплексом, между последним и собственно платформенным чехлом (Словарь по геологии нефти и газа, 1988).

Характерно, что промежуточный комплекс в отдельных районах молодых платформ включается в состав осадочного чехла, тогда как в других синхронные образования относятся к фундаменту. В Северо-Кавказской нефтегазоносной провинции пермские и триасовые отложения, развитые почти повсеместно в Вост. Предкавказье, рассматриваются как часть разреза осадочного чехла. В то же время в Центр. Предкавказье их относят к фундаменту. В составе пермо-триасовых отложений развиты терригенные породы, карбонатный рифогенный комплекс, карбонатные слоистые вулканогенные толщи. С изучением этих отложений в ряде районов Прикавказья (Чернолесская впадина, Грозненский и Прикумский районы) связывается перспектива дальнейшего прироста запасов нефти и газа. По новейшим данным, в Вост. Предкавказье пермско-триасовый комплекс является регионально нефтегазоносным, и в нем выявлена 51 залежь углеводородов. Рассеянное органическое вещество комплекса находится на стадиях катагенетической зрелости от $МК_2$ до $АК_1$, причем зона мезокатагенеза располагается в инт. глубин 1600–5100 м. Главная зона нефтеобра-

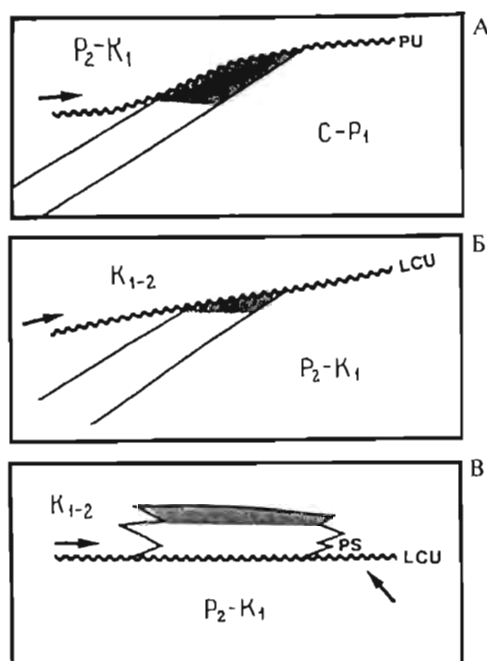


Рис. 116. Принципиальные схемы неструктурных ловушек в северо-восточном бассейне Чукотского моря (Thurston, Theis, 1987)

А – стратиграфические ловушки в нижнеэзсмских отложениях, срезанных пермским несогласием; В – стратиграфические ловушки в верхнеэзсмских отложениях, срезаемых в северном направлении нижнемеловым несогласием; В – литологическая ловушка в песчанниковых линзах в основании галечниковых глин над нижнемеловым несогласием.

K_{1-2} – нижнебрукский подкомплекс; LCU – несогласие в подошве брукского комплекса; P_2-K_1 – верхнеэзсмский подкомплекс; PU – пермское несогласие; C- P_1 – нижнеэзсмский подкомплекс.

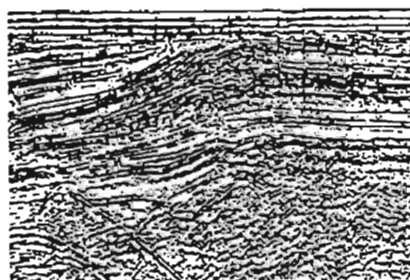
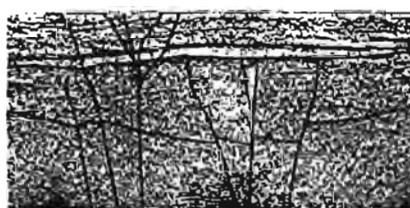
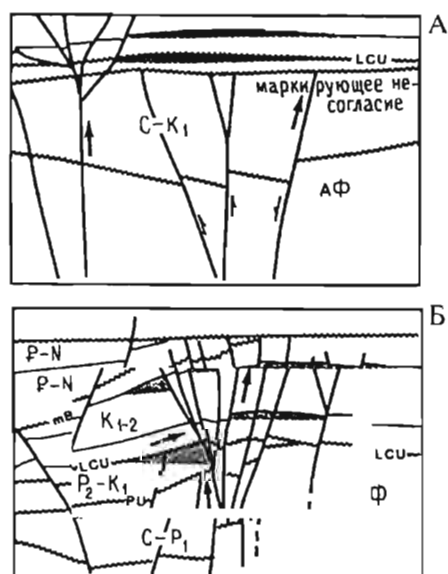


Рис. 117. Возможные типы ловушек в восточной секторе Чукотского моря (Thurston, Theis, 1987).

Сдвиговая зона Ханна: А – куполообразное поднятие над сдвиговой зоной; В – тектонически контролируемые ловушки, связанные со сдвигами, сформированные при оживлении разломов древнего фундамента Чукотской платформы.

P-N – верхнебрукский подкомплекс; mBU – среднебрукское несогласие; K_{1-2} – нижнебрукский подкомплекс; LCU – несогласие в подошве брукского комплекса; P_2-K_1 – верхнеэзсмский подкомплекс; PU – пермское несогласие; C- P_1 – нижнеэзсмский подкомплекс; F – фундамент; AF – акустический фундамент.

зования в отложениях пермско-триасового возраста приурочена к интервалу глубин 1900–3600 м. Предполагается высокий уровень генерации газообразных УВ в зоне глубин 3500–4700 м (Ярошенко, Серов, 2000).

В Южно-Мангышлакской нефтегазоносной области, которая многими исследователями включается в состав единой Северокавказско-Мангышлакской нефтегазоносной провинции, тектонически соответствующей Скифско-Туранской эпигерцинской платформе, промежуточный структурный этаж, сложенный слабометаморфизованными терригенными и терригенно-карбонатными породами триаса и верхнего палеозоя, развит чрезвычайно широко и имеет максимальную площадь 5,5 км. Триасовые отложения – второй по значению нефтегазоносный комплекс Юж. Мангышлака. Основные запасы УВ связаны с карбонатными и вулканогенно-карбонатными интервалами разреза среднего триаса. Большинство выявленных месторождений приурочено к Песчаномысско-Ракушечному мегасводу.

Можно заключить, что промежуточный структурный комплекс часто характеризуется неравномерностью распределения, имеет достаточно пестрый литологический состав, значительную мощность и в хорошо изученных регионах содержит промышленные месторождения нефти и газа.

Поэтому решение вопроса о природе «переходного» слоистого комплекса восточно-арктического шельфа имеет прямое отношение к оценке перспектив нефтегазоносности региона. Его включение в состав осадочного чехла существенно увеличивает количественную оценку нефтегазоносности шельфа и не исключено, что именно эта «добавка» обеспечивает экономическую эффективность освоения хотя бы части нефтегазового потенциала региона.

Нефтегазогеологическое районирование и ресурсы углеводородов. В соответствии с результатами последней официальной количественной оценки перспектив нефтегазоносности по состоянию изученности на 1 января 1993 г. в пределах акваторий Восточно-Сибирского и Чукотского морей выделены Восточно-Арктическая НГП (занимающая большую северную часть шельфов обоих морей) и Новосибирско-Чукотская НГП, расположенная в южной части шельфа этих морей (рис. 118).

По результатам количественной оценки на 1 января 1993 г., восточно-арктические моря, включая Восточно-Сибирское и Чукотское, существенно уступают по своему нефтегазовому потенциалу западно-арктическим морям – Баренцеву и Карскому. Вместе с тем анализ количественных оценок именно Баренцева и Карского морей с 1971 по 1993 г. показывает, что ресурсы УВ этих морей в целом возрастали по мере выполнения геолого-геофизических исследований и сделанных затем крупных промышленных открытий, включая газоконденсатные гиганты Штокмановское, Русановское и Ленинградское и ряд других. Учитывая огромные размеры крупнейших осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей, можно достаточно уверенно предполагать, что и в их недрах могут содержаться крупные и уникальные месторождения нефти и газа, а существующие количественные оценки углеводородного потенциала существенно занижены в связи с чрезвычайно низким уровнем геолого-геофизической изученности. охлаждающим оптимизм исполнителей количественного прогноза.

В Восточно-Сибирском море на оцененной количественно перспективной площади в 643 тыс. км² в начальных суммарных извлекаемых ресурсах общей величиной более 8 млрд т (в пересчете на нефть) нефть составляет около 30, конденсат 6 %, газ свободный и растворенный – около 2/3. Предполагается, что основная часть ресурсов приходится на мезозойские отложения (43 %), кайнозойский интервал раз-

реза содержит 22 %, а около 1/3 включает переходный (промежуточный) палеозойский комплекс. Более половины сосредоточено на глубине 50–100 м, 44 % ресурсов прогнозируется в разрезе до глубины 3000, а еще 48 % – в инт. глубин 3000–5000 м.

В Чукотском море в начальных суммарных извлекаемых ресурсах газ свободный и растворенный составляет более 63, нефть – около 30, конденсат – порядка 6 %. Основная часть ресурсов прогнозируется в мезозойских отложениях (57 %), в кайнозойских образованиях предполагается 25, а в палеозойских – 18 % общих ресурсов УВ. До глубины 3 км в осадочном чехле размещается около 40, а в интервале 3–5 км – почти 50 % начальных суммарных ресурсов нефти и газа. На глубинах моря до 50 м прогнозируется 48 % ресурсов, а в инт. глубин 50–100 м – 41 %.

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Остров Врангеля

Полезные ископаемые о. Врангеля изучены очень слабо. Причина этого состоит прежде всего в географическом положении острова – в труднодоступном высокоширотном регионе, удаленном от населенных пунктов и транспортных магистралей. Кроме того, с 1960 г. остров объявлен заказником, а с 1976 г. – государственным заповедником, где запрещены все виды геологоразведочных работ. Но даже опираясь на скудные сведения о полезных ископаемых острова, можно утверждать, что их комплекс достаточно разнообразен. Наибольший интерес представляют полиметаллическое оруденение, золото в коренных рудах и россыпепроявлениях и горный хрусталь. Практически не освещены в геологической литературе находки ископаемой мамонтовой кости – экзотического, но весьма ценного сырья (рис. 119).

Полиметаллы, медь. На о. Врангеля широко развито полиметаллическое оруденение, связанное с кварцевыми жилами среди карбонатно-терригенных толщ силура – девона и карбона; жилы приурочены в основном к зонам тектонических нарушений. Наиболее крупная минерализованная зона располагается в центральной части острова в районе г. Перкаткун. Здесь в карбонатных породах силура – девона обнаружены многочисленные кварцевые жилы и прожилки мощностью от первых сантиметров до 2–2,5 м с халькопиритом, галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами, бурнонитом, пиритом, малахитом, азуритом, борнитом. Размер рудных выделений до 2 см.

На восточном берегу острова в 6 км южнее м. Пиллар известна зона окварцевания в известняках палеозоя шириной 6–7 м; мощность кварцевых прожилков и жил достигает 10–15 см. Рудные минералы – халькопирит, сфалерит, галенит образуют скопления неправильной формы размером до нескольких сантиметров в поперечнике, реже прожилки. Более мелкие рудопроявления полиметаллов известны в районах гор Черная, Мамонтовая, Серая и близ мысов Литке и Уэринг на востоке острова.

Знаковые содержания галенита и сфалерита отмечены в шлиховых пробах из аллювия рек Кларк, Хищников, Гусиная, Лемминговая, Мамонтовая, Наша и из пляжевых отложений побережья зал. Красина.

Совместно с полиметаллическим оруденением отмечены мелкие рудопоявления сульфидов – пирита и халькопирита в зонах окварцевания среди карбонатно-терригенных толщ палеозоя в районе г. Перкаткун, вблизи мысов Уэринг и Пиллар, а также на западе острова (мыс Птичий базар). Небольшие скопления этих минера-

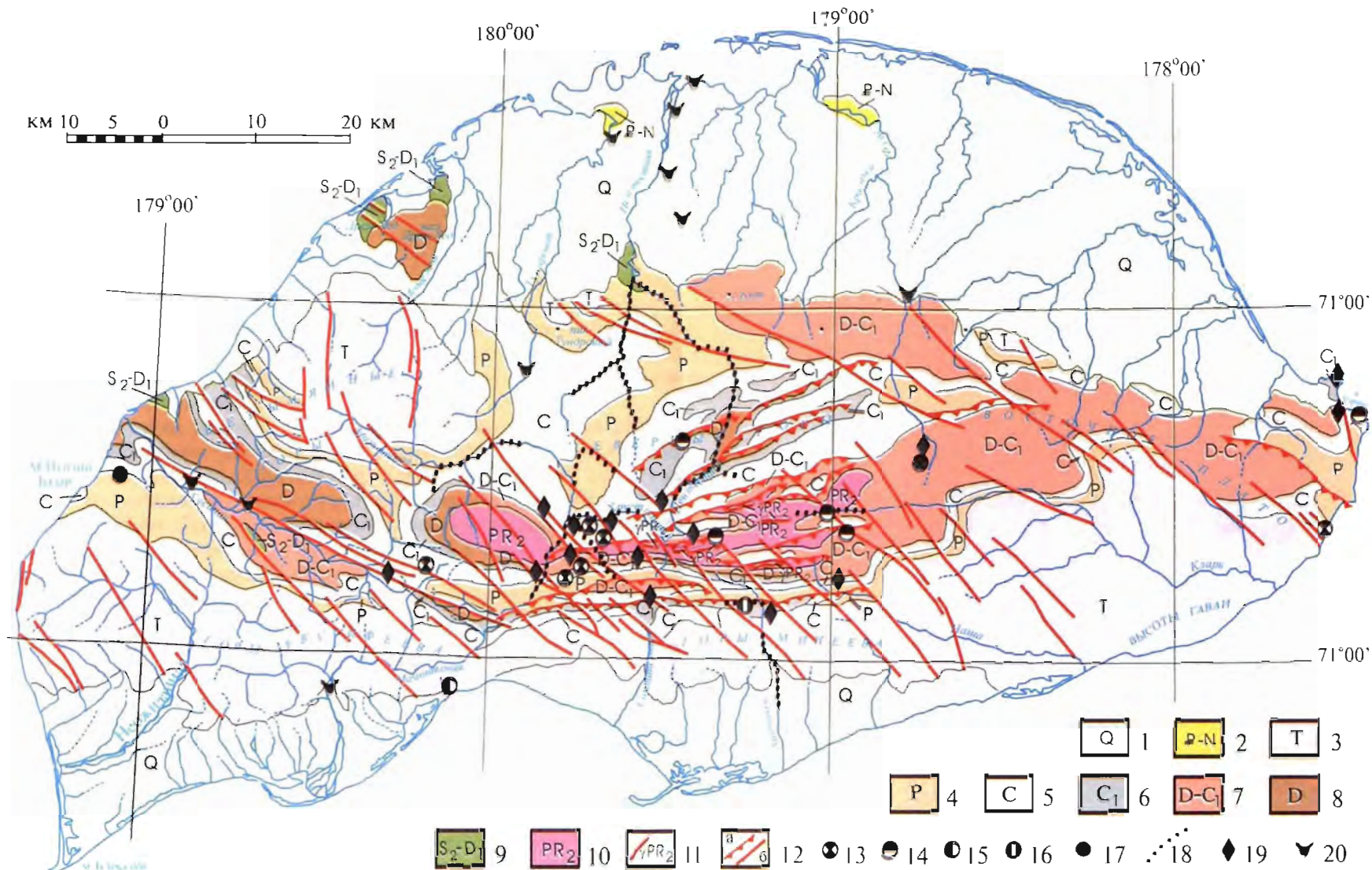


Рис. 119. Карта полезных ископаемых о. Врангеля.

1-10 – стратифицированные образования: 1 – четвертичные отложения – алевриты, глины, пески, галечники; 2 – палеоген – неоген – линзы с гравием, известняковые алевриты; 3 – триас – аргиллиты, глинистые сланцы, песчаники, алевриты; 4 – пермь – глинистые сланцы, известняки, песчаники, гравелиты, кремнистые породы; 5 – карбон – известняки, аргиллиты, алевриты, филлитовидные сланцы; 6 – нижний карбон – песчаники, конгломераты, филлитовидные сланцы, известняки, доломиты, пласты гипса, кислые и основные эффузивы; 7 – девон – нижний карбон нерасчлененные – песчаники, сланцы, конгломераты, редко карбонатные породы и эффузивы; 8 – девон – песчаники, алевриты, сланцы, кварциты, конгломераты, линзы известняков; 9 – верхний силур – нижний девон нерасчлененные – известняки, доломиты, песчаники, алевриты, глинисто-сланцевые сланцы; 10 – верхний протерозой, врангелевский комплекс – метаморфические сланцы, метапесчаники, метавулканы основного, среднего и кислого состава; 11 – интрузии позднепротерозойских гранитоидов; 12 – разрывные нарушения (а – надвиги, б – сбросы, сбросо-сдвиги, сдвиги); 13 – геологические границы; 14-21 – проявления и пункты минерализации полезных ископаемых (14-19 – металлических: 14 – медно-полиметаллических, 15 – меди, 16 – свинца, 17 – сурьмы, 18 – марганца, 19 – линейные штиховые ореолы золота; 20-21 – неметаллических: 20 – торфяного хрусталя, 21 – находки бивней мамонта).

лов, а также гематита и магнетита известны в жилах кварцевого и карбонатно-кварцевого состава, пронизывающих метаморфические сланцы и метаморфизованные гранитоиды верхнего протерозоя в массиве Центральные горы.

Знаковые содержания пирита и халькопирита постоянно фиксируются в шлихах из аллювия рек Наша, Мамонтова, Хищников, Неизвестная, Гусиная, Хрустальная.

Золото. Золоторудные проявления связаны с жильным комплексом кварцевого и карбонатно-кварцевого состава, проявленным наиболее широко в полях карбонатно-терригенных отложений палеозоя и в меньшей мере в протерозойских метаморфических образованиях. Наибольшая частота встречаемости пунктов золоторудной минерализации характерна для центральной части острова (г. Перкаткун, горы Мамонтова, верховья рек Мамонтова, Наша, Неизвестная). Содержание золота в жилах колеблется от тысячных до десятых долей процента (0,004–0,7 г/г); сопутствующие минералы – пирит, галенит, сфалерит, самородные свинец и медь, барит. Пробы с содержанием золота в десятые доли процента составляют третью часть от всех проанализированных, что может свидетельствовать о наличии локальных участков с интенсивной золоторудной минерализацией.

В современном аллювии ряда рек и ручьев обнаружены потоки рассеивания золота в знаковых и небольших (до 0,3–0,6 г/м³) количествах. Так, по р. Мамонтова и ее притокам (ручьи Веселый, Хрустальный, Перкаткун, Совиный, Белый) знаковая и весовая золотоносность отмечена в русловом аллювии при суммарной протяженности потоков 135 км. Такие же содержания золота характеризуют аллювий р. Неизвестная – 38, р. Лемминговая – 21 и руч. Холодный – 17 км, причем весовые количества металла фиксируются лишь в верховьях р. Неизвестная. Знаки золота отмечены по рекам Кларк, Хищников и на пляже близ м. Блоссом. Следует отметить, что мощность аллювиальных образований невелика – не более 2–3 м.

Наличие золоторудных проявлений и россыпных концентраций золота позволяет прогнозировать мелкие и средние россыпи в приплотиковых горизонтах аллювия, а также в донных осадках на подводном береговом склоне (продолжения долин рек Мамонтова и Хищников) и в лагунах. Возможны также небольшие россыпи в кайнозойских отложениях по южному краю Тундры Академии, в частности, вдоль палеодолины р. Неизвестная.

Мелкие рудопоявления касситерита (мысы Уэринг и Пролетарский, верховья р. Хищников) имеют лишь минералогическое значение. Знаки касситерита отмечены в отдельных шлиховых пробах из аллювия рек Лемминговая, Мамонтова, Наша, Хищников, Неизвестная и на пляжах близ м. Блоссом и в бухте Роджерса. Киноварь в шлихах (единичные знаки) зафиксирована по рекам Хищников и Мамонтова.

Горный хрусталь и гипс. В бассейне р. Мамонтова (среднее течение) располагается Перкаткунское месторождение горного хрусталя. Здесь на площади 30 × 40 м среди палеозойских карбонатно-терригенных отложений прослежены жилы кварца, достигающие мощности 1,5–2 м; в небольших (0,3 × 0,4 м) «погребках» находятся кристаллы горного хрусталя длиной до 13 см по длинной оси. В кварцевых жилах присутствует вкрапленность халькопирита, галенита, сфалерита, блеклых руд. Месторождение горного хрусталя Перкаткунское отнесено к категории непромышленных из-за низкого качества кристаллов. Мелкие проявления горного хрусталя известны в целом ряде участков центральной и восточной частей острова.

Пласты гипса залегают в толще карбонатно-терригенных пород карбона, на водоразделе рек Хищников и Хрустальная. Отмечается несколько пластов гипса, чередующихся с доломитизированными и мраморизированными известняками.

Мощность пластов гипса от 0,2 до 5 м. Отдельные их выходы прослеживаются по простиранию на сотни метров.

Ископаемая мамонтовая кость. Своеобразное полезное ископаемое – мамонтовая кость, используемая в последнее время не только в камнерезном деле, но и как техническое сырье. На о. Врангеля встречаются мамонтовые бивни и их фрагменты различной степени сохранности. Основная продуктивная толща – прибрежно-морские, озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения плейстоцена, развитые наиболее широко в северной части острова (Тундра Академии). Старательская добыча кости производилась здесь в 1926 г., в последующие годы сборы кости были периодическими и случайными. Характерно, что радиоуглеродные датировки костных остатков – не старше 3800 лет – позволяют считать о. Врангеля, возможно, последним прибежищем мамонтов на Земле, существовавшим уже на исторической памяти человека.

Россыпная минерализация прибрежно-шельфовых зон

В Вост. Арктике располагаются две прибрежно-шельфовые россыпные зоны: Восточносибирско-Чукотская (полностью) и Чукотско-Анадырская (западная часть) с пятью районами, специализированными на золото и олово (рис. 120).

Наибольший интерес в отношении россыпной золотоносности представляет Валькарайский район (Иванова, Супруненко, Ушаков; 1998). Здесь вдоль побережья прол. Лонга расположена Рыпильхинская группа россыпей (Энмакайское поле), являющаяся северным флангом известного Рывеевского узла. Россыпи находятся на

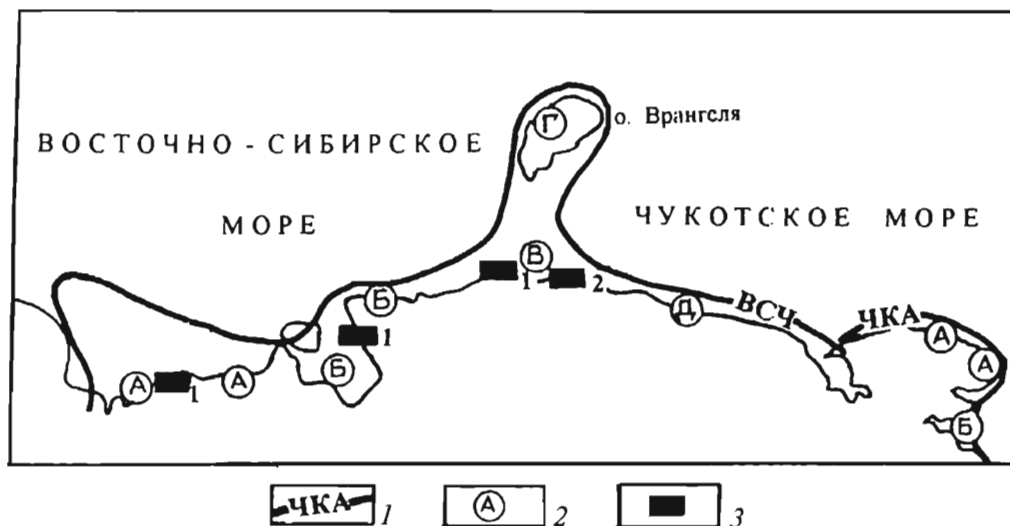


Рис. 120. Размещение россыпных таксонов в восточно-арктических морях России.

1 – россыпные зоны; 2 – россыпные районы; 3 – россыпные узлы. ВСЧ – Восточносибирско-Чукотская зона с районами: А – Приколымско-Раучуанский (1 – Ичаткинский оловоносный узел), Б – Чаунско-Киберовский (1 – Певекский оловоносный узел), В – Валькарайский (1 – Биллингский оловоносный, 2 – Рывеевский золотоносный узлы), Г – о. Врангеля, Д – Амгуэмо-Ванкаремский; ЧКА – Чукотско-Анадырская зона и районы: А – Восточно-Чукотский, Б – Провиденский.

дне лагуны Рыпильхин, ориентированы в северо-западном направлении согласно с конфигурацией древних береговых линий и образуют поле общей площадью $10 \times 1,5 - 4$ км. На юго-востоке Энмакайское поле смыкается с Прибрежным полем той же ориентировки в приморской низменности, приуроченным к абразионному уступу (бровка прибрежной равнины). В пределах Энмакайского поля обнаружены четыре подводные россыпи прибрежно-морского и аллювиально-морского генезиса; возраст продуктивных пластов от миоцена до голоцена. Наиболее крупная россыпь – Рыпильхин-морская прослежена на дне лагуны до глубины моря 30–35 м при расстоянии от берега до 12 км. Мощность золотоносного пласта от 0,8 до 1,6 м при содержании металла около 1 г/м^3 . В трех остальных россыпях мощность пластов составляет 0,5–0,7 м, содержание золота 2,7–7,5 г/м^3 . Россыпи прилегают к современному пляжу и низким морским террасам, мощность торфов колеблется от первых до 30–32 м.

Чаунско-Киберовский (Чаунский) оловоносный район является одним из главных в арктических шельфовых областях – по масштабам ресурсов россыпного олова он уступает лишь уникальному Ляховскому району (море Лаптевых). В пределах Певекского россыпного узла на дне Чаунской губы располагаются четыре россыпи касситерита. Источниками их питания служат рудные тела Валькумейского оловянного месторождения (касситерит-силикатная формация). Примыкающая к пляжу Прибрежная россыпь локализована в структуре абразионно-тектонического уступа и протягивается в акваторию губы на расстояние до 1 км (глубина моря до 14 м). Продуктивный пласт мощностью в среднем 5,8 м имеет прибрежно-морской генезис и возраст ранний плейстоцен-голоцен; содержание олова 200–700 г/м^3 . Тело россыпи погружается в западном направлении, мощность торфов увеличивается от первых до 24 м. Прибрежная россыпь у берега перекрыта продуктивным пластом Техногенной россыпи, которая образовалась за счет перемиыва «хвостов» ГОКа. Мощность оловоносного пласта в среднем 6,2 м при содержании олова 2400 г/м^3 .

Мористее этих двух россыпей, приуроченная к следующему абразионно-тектоническому уступу и древней береговой линии, залегает крупная Валькумейская россыпь касситерита (глубина моря 14–20 м, расстояние от берега 1–4 км). Продуктивный пласт имеет возраст миоцен-плиоцен, мощность от 14 до 49 (в среднем 29,5 м) при среднем содержании олова 538 г/м^3 ; мощность торфов велика (44–50 м).

Севернее, на одноименной косе и дне акватории до глубины 10 м расположена Певекская россыпь; продуктивный пласт (Q_{III-IV}) при средней мощности 7,1 м содержит 100–600 г/м^3 олова.

Небольшая россыпь Южная, связанная с продолжением долины ручья и абразионно-тектоническим уступом, залегает на дне губы при глубине до 10 м и расстоянии от берега до 1500 м. Генезис оловоносного пласта (Q_{I-IV}) аллювиально-морской, мощность от 1 до 25 м (в среднем 8,6 м), а содержания олова от 100 до 980 г/м^3 .

Группа небольших россыпей касситерита находится на пляже, дне лагун и подводном береговом склоне (до глубины 5–10 м при расстоянии от берега до 2,5 км) в пределах Биллингского узла Валькарайского района. Подводные россыпи Шельфовая, Уваргын, Тыркыт и Энматгыр приурочены к локальным депрессиям в коренном цоколе; продуктивные горизонты имеют аллювиально-делювиально-пролювиальный и прибрежно-морской генезис и возраст от олигоцена – миоцена до голоцена при мощностях оловоносных пластов от 2–4 до 26–29 м и содержании олова в первые сотни г/м^3 . Мощность торфов колеблется от нескольких до 30–50 м (Энматгыр). В пляжевой россыпи голоценовый прибрежно-морской пласт мощностью 1,9 м характеризуется средним содержанием олова 260 г/м^3 . В россыпи Уваргын присутствует

монацит ($40\text{--}190\text{ г/м}^3$). В Ичаткинском узле (Приколымско-Раучуанский район) известны небольшие россыпи касситерита на прибрежной суше и дне акватории.

Вдоль побережий Восточно-Сибирского и Чукотского морей в пределах всех россыпных районов (рис. 120) на дне губ Чаунской (от м. Наглейный до г. Певек), Нольде, Колючинской, бухт Амбарчик и Троян, лагун Рыпильхин, Каныктокынмакан, Эрокын-Манкын, Тенкергин-Пильхин, Амгуэма, Нутауэ, Ванкарем, Нешкан-Пильхин, а также пляжах и косах (участки м. Летяткин – м. Баранов – устье р. Раучуа, м. Шелагский – м. Кибера – устье р. Пегтымель, м. Якан – м. Энмакай, м. Шмидта – м. Ванкарем – м. Онман, м. Дженретлен – м. Дежнева) прослежены ореолы рассеяния золота и касситерита. Они образуют в донных осадках линейные тела (потоки, струи), зафиксированные на удалении от берега до 5–10 км и более (близ м. Якан до 18–20 км). Длина ореолов достигает десятков километров при ширине в сотни метров – первые километры. Содержание золота колеблется от знаков до граммов на м^3 (близ м. Кибера в отдельных пробах $2\text{--}22\text{ г/м}^3$), а олова – от нескольких граммов до первых сотен граммов на м^3 (восточная часть Чаунской губы – до 300, акватория к востоку от м. Шелагский – до 450 г/м^3).

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЭКОЛОГИИ И ОСВОЕНИЯ НЕДР ШЕЛЬФА

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ НА ШЕЛЬФЕ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ОЦЕНКЕ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ

В преддверии освоения минеральных ресурсов оценка геоэкологической ситуации на арктическом шельфе России становится крайне актуальной задачей. Сложность ее решения объясняется, с одной стороны, тем, что теория и методология геоэкологии – новой междисциплинарной науки – пока еще не в полной мере разработаны, а с другой – недостаточной и крайне неравномерной изученностью морей труднодоступного Арктического региона. Имеющиеся данные позволяют в общих чертах оценить на региональном уровне геоэкологическую ситуацию с эколого-геохимических позиций. В основе оценки лежит анализ ведущих компонентов геологической среды: рельефа дна, литологии и геохимии современных донных отложений, а также биоты. Предпосылки используемого подхода к оценке геоэкологического состояния арктического шельфа заложены предшествующими исследованиями, которые проводили коллективы специалистов ВНИИОкеангеология под руководством В. И. Гуревича, В. С. Зархидзе, Г. И. Иванова, О. В. Суздальского, а также работами М. А. Садикова, Л. В. Поляка и др. В последние годы комплекс методов геоэкологической оценки и используемые при этом концептуальные подходы были доработаны на шельфе Баренцева моря, а также на шельфе восточно-арктических морей (Ландшафтно-геоэкологические... 2000; Обзорное ландшафтно-геоэкологическое картографирование..., 2002; Распределение органического и карбонатного углерода..., 2001).

Наиболее вероятные, с геоморфологической точки зрения, трассы переноса, а также пункты накопления осадочного вещества (геоморфологические «ловушки») выявлены путем анализа рельефа дна и природных условий (рис. 121) арктического шельфа на основе системно-морфологического подхода (Ласточкин, 1991, 1995, 2000 и др.; Зинченко, Ласточкин, 2001; Зинченко, 2002). Вероятность накопления химических веществ в разных районах шельфа с литологических позиций определена путем изучения гранулометрического и минерального состава современных донных отложений с учетом их сорбционных свойств. Обобщение на этой основе имеющихся геохимических данных обеспечило итоговую оценку геоэкологической ситуации (рис. 122). Выводы о степени нарушенности природной среды получены на основании анализа состояния биоты (главным образом такой информативной группы, как донный бентос).

Каждый элемент рельефа дна, контролируя движение массопотоков, выполняет специфическую литодинамическую функцию. Совокупность отдельных элементов образует геоморфолитосистемы разного ранга, распространение которых обусловли-

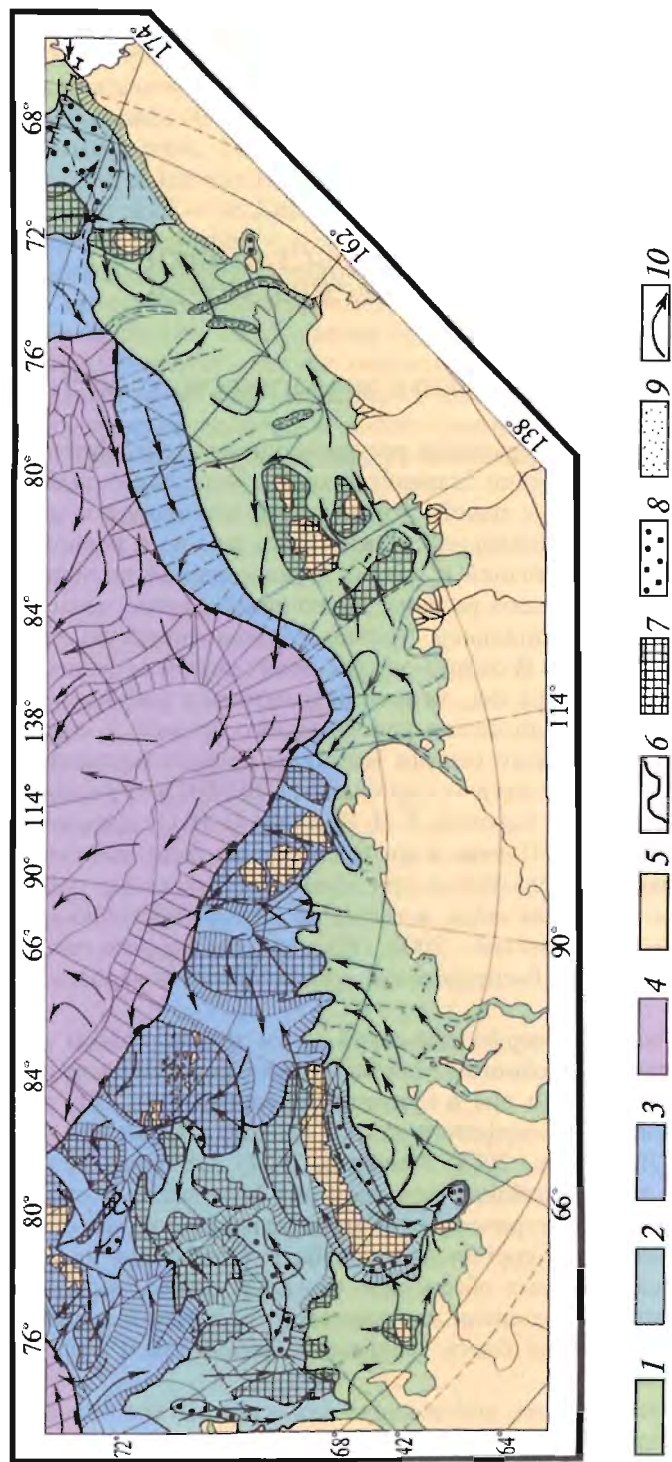


Рис. 121. Морфолитодинамические условия накопления загрязняющих веществ на арктическом шельфе России. Сост. А. Г. Зинченко.

1–4 – морфолитодинамические провинции (1 – приматериковая, 2 – внутришельфовая, 3 – окраинно-шельфовая, 4 – океаническая); 5 – суша; 6 – границы провинций; 7 – основные области сноса (на шельфе); 8 – основные геоморфологические «ловушки» первого рода; 9 – основные геоморфологические «ловушки» второго рода; 10 – основные направления поверхностных течений.

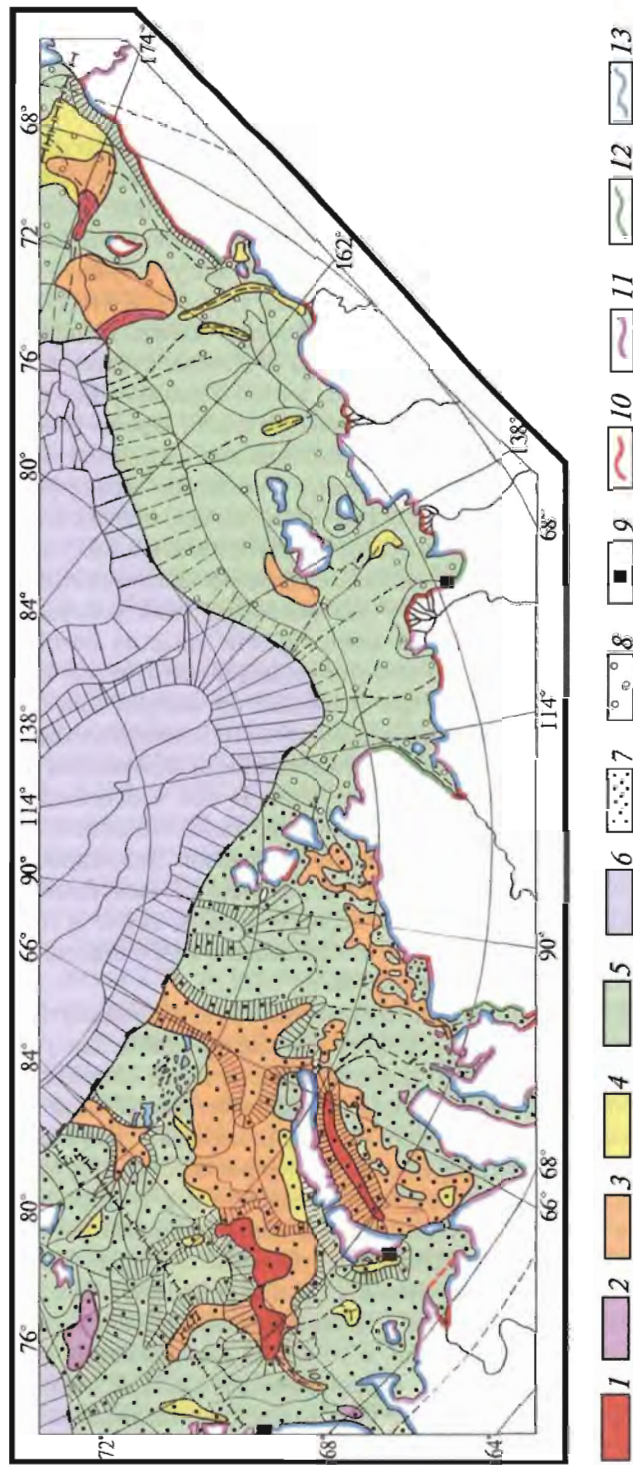


Рис. 122. Геоэкологическое районирование арктического шельфа России. Сост. И. А. Андреева и А. Г. Зинченко.

1-5 - геологические классы районов (согласно табл.) (1 - I, 2 - II, 3 - III, 4 - IV, 5 - V); 6 - океанические области (за пределами района исследования); 7 - площади шельфа со слаботрушенной геологической средой; 8 - площади шельфа с ненарушенной геологической средой; 9 - районы с кризисным состоянием геологической среды; 10-13 - геологические классы морских берегов (10 - I, 11 - II, 12 - III, 13 - IV).

вает ячеистое строение арктического шельфа и, как следствие, прерывисто-непрерывный характер движения осадочного вещества через шельф от внешних к внутренним областям Арктической геопредеpression (Погребницкий, 1999; 2001). Это движение может быть сквозным или оказаться прерванным, временно или окончательно (Ласточкин, 2000). Районы, в которых прерывается движение литодинамических потоков (геоморфологические «ловушки»), вызывают с геоэкологической точки зрения особый интерес. Нисходящие потоки, направленные от возвышенностей к впадинам, концентрируются в отрицательных формах. Если днище этих форм замкнуто, то оно становится конечным депоцентром – геоморфологической «ловушкой» первого рода. Их примерами на арктическом шельфе могут служить Южно- и Восточно-Новоземельский желоба, Югорская впадина (рис. 1). К этому типу гяготеет также Центральная котловина Баренцева моря, контур днища которой, за исключением коротких отрезков, замкнут. Сходна с ней и Южно-Чукотская котловина, из которой имеется единственный выход – узкий желоб Геральда. Если же днище отрицательной формы не замкнуто (желоба Медвежинский, Франц-Виктория, Св. Анны и т. п.), то сконцентрированные в ней нисходящие литодинамические потоки имеют возможность беспрепятственного выхода в соседние геоморфодинамические системы. Устойчивая аккумуляция возможна здесь только при наличии локальных «ловушек». Препятствия на пути латеральных (субгоризонтальных) литодинамических потоков (уступы, долины и др.) являются геоморфологическими «ловушками» второго рода. Однако в чистом виде эти два основных типа «ловушек» в природе встречаются редко, гораздо чаще имеют место те или иные их сочетания.

Анализ типов и характер распределения геоморфолитосистем позволил выделить на арктическом шельфе России три основные провинции (рис. 121): приматериковую, внутришельфовую и окраинно-шельфовую (Ландшафтно-геоэкологические исследования..., 2000; Зинченко 2001). Приматериковая провинция тесно связана массопереносом с близлежащими районами суши. В ней в основном отсутствуют крупные замкнутые концентрирующие геоморфосистемы, что обеспечивает условия для сквозного переноса вещества нисходящими потоками. Депонирование загрязняющих веществ (ЗВ) здесь возможно в геоморфологических «ловушках» второго рода или небольших по размерам «ловушках» первого рода, а также в промежуточных временных депоцентрах, откуда впоследствии возможно возобновление их миграции в направлении более глубоководных районов.

Для внутришельфовой провинции характерны крупные замкнутые и близкие к ним концентрирующие геоморфосистемы, что создает условия для устойчивого накопления в их днищах осадков и ЗВ, поступающих сюда из сопредельных провинций, а также из местных источников сноса. В окраинно-шельфовой провинции отмечаются тесные связи массопотоков с сопредельными районами океана, а региональные замкнутые концентрирующие геоморфосистемы отсутствуют. Эти условия благоприятны для транзита осадочного вещества как в сторону океана, так и в сторону шельфа, но неблагоприятны для его концентрированного накопления в крупных масштабах. При наличии геоморфологических ловушек более низкого порядка здесь возможна локальная аккумуляция ЗВ (Ландшафтно-геоэкологические исследования осадочного вещества..., 2002). Данная провинция, не прерываясь, гягется вдоль всей бровки арктического шельфа, в то время как приматериковая и внутришельфовая провинции пространственно ограничены (рис. 121). В западной части арктического шельфа (Баренцево и Карское моря) окраинно-шельфовая провинция отличается контрастным рельефом, обусловленным чередованием островных поднятий или подводных возвышенностей с глубокими желобами, пересекающими бровку

шельфа. На восточно-арктическом шельфе окраинно-шельфовая провинция включает главным образом наклоненные в сторону океана равнины, осложненные подводными долинами.

Общепризнанной геоэкологической классификации морских берегов не существует. Нами рассмотрена одна из возможных экологических функций побережья морей – способность к ассимиляции загрязняющих веществ (рис. 121). С этих позиций все многообразие берегов арктических морей можно разделить на четыре группы:

- 1) дельтовые и лагунные берега – с высокой ассимиляционной емкостью;
- 2) малоизмененные морем бухтовые берега, аккумулятивные берега, созданные волновыми процессами (с примкнувшей аккумулятивной террасой), а также осушенные – со средней емкостью;
- 3) абразионно-аккумулятивные, абразионные отмершие – с низкой емкостью;
- 4) малоизмененные морем сбросовые ровные, абразионные, термоабразионные, абразионно-денудационные, ледяные – с очень низкой ассимиляционной емкостью.

Литологические типы поверхностного слоя современных донных осадков отражают их генезис и находятся в тесной связи с геолого-геоморфологическим строением шельфа. Возможность накопления осадками 3В обусловлена их сорбционной емкостью. Ее значение растет при увеличении количества гонкой пелитовой фракции, преимущественно состоящей из смектита и каолинита, в присутствии примеси аморфного кремнезема и органического вещества, а также фракционно разнообразных ракушечниковых и обломочных карбонатных осадков (Исследования современных донных..., 1998).

В современных осадках арктического шельфа резко преобладает терригенный материал. Фракционный состав осадков на западно-арктическом шельфе (Баренцево и Карское моря) крайне неоднороден, тогда как в пределах восточно-арктических морей он менее дифференцирован (Арктический шельф. Позднечетвертичная..., 1998; Кошелева, Яшин, 1999). Самый распространенный тип осадков – пелиты ($<0,01$ мм) хлорит-иллитового состава. Менее развиты пелиты смектитового, каолинитового и смешанного состава. Алевроиты и пески в пределах шельфа распространены ограниченно. Они встречаются преимущественно в прибрежных районах и на положительных формах рельефа. Еще реже встречаются гравийно-галечные отложения. Содержание биогенных компонентов в осадках шельфа невелико. Среднее содержание CaCO_3 около 2 %, за исключением единичных ракушечных банок в Баренцевом море, где концентрация ракушки достигает 90 % (Артюхин, Алексеев, 1989). Содержание $\text{SiO}_{2\text{ амф}}$ в современных донных отложениях менее 1 % и только в Чукотском море повышается до 5–8, максимум до 14 % (Кошелева, Яшин, 1999).

Большинство процессов, протекающих в донных отложениях, инициируется и поддерживается присутствующим в них органическим веществом (ОВ), поэтому для оценки геологической ситуации необходимо знание параметров биогеохимического фона. Коэффициенты аккумуляции высокомолекулярных органических соединений в осадках во много раз больше, чем в водной толще и биоте. Степень концентрации в осадках наиболее устойчивых и токсичных представителей группы 3В (полихлорбифенилы, пестициды и др.) обычно коррелируется с содержанием ОВ, обладающего высоким сорбционным потенциалом. Анализ данных по распределению органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$) в поверхностных донных осадках на примере Баренцева моря показал, что среднее его содержание (1,02, диапазон значений 0,4–5,2 %) находится в прямой зависимости от гранулометрического состава донных осадков: наиболее высокие значения установлены в пелитах. Типичное для акваторий содержание органического углерода 1–1,5 % определяется преимущественно гидробионт-

ным ОВ. Роль терригенного ОВ, представленного остатками высших растений, заметно возрастает в зоне неустойчивой аккумуляции в пределах приматериковых мелководий (Петрова, Батова, 1997; Петрова и др., 2000).

Поступление химических элементов и их накопление в объектах окружающей среды есть результат природных процессов и антропогенного воздействия, вследствие чего образуются природные, природно-техногенные и техногенные орсолы и потоки рассеяния химических веществ. Оценка их параметров, включающих определение состава, уровня концентрации, форм нахождения элементов, интенсивности биологического поглощения, позволяет определить геоэкологическое состояние природной среды. Латеральная изменчивость содержания тяжелых металлов (ТМ) в современных донных осадках шельфа определяется по концентрации элементов в пелитовой фракции осадков, которая обладает максимальной сорбционной емкостью. Перечисленные параметры позволяют выявить участки, наиболее благоприятные для накопления поллютантов.

Выводы о степени нарушенности природной среды основаны на анализе состояния биоты. Приоритетной группой организмов для характеристики экологического состояния морской среды является бентос. Донные организмы, находясь на границе вода – осадок, участвуют в процессах обмена веществ между этими средами. Бентос стабилен во времени, характеризует локальную ситуацию в пространстве, способен представить изменения экосистемы в ретроспективе. Для целей геоэкологического исследования применяется статистическое описание наблюдений, учитывающее многокомпонентность систем. Изучаются видовой состав макробентоса, его биомасса и трофическая принадлежность. Используемая классификация бентосных сообществ максимально отражает состояние средовых переменных (Кийко, Погребов, 1998).

Как показали исследования в Баренцевом море, определяющее влияние на качественный и количественный состав бентоса оказывают глубина бассейна, присутствие в осадках пелита, средне-крупнозернистого песка и карбонатного углерода, а также содержание свинца, цинка и кадмия в придонном слое воды. Увеличение биомассы бентоса наблюдается при возрастании в субстрате доли песка и карбонатов на фоне уменьшения глубины и снижения содержания тяжелых металлов в воде. Причем при высоком содержании в осадках цинка и свинца на бентос оказывает влияние только один из этих элементов. Данный эффект может быть объяснен сходным функциональным воздействием указанной пары металлов на бентосные организмы. При взаимодействии свинца и кадмия наблюдается обратная картина, а именно: отрицательное воздействие обоих металлов резко усиливается, поэтому даже фоновые концентрации этих металлов в воде могут существенно сказываться на общей биомассе бентоса.

В результате исследования содержания хлорорганических соединений, тяжелых металлов и радионуклидов в бентосных организмах был получен ряд закономерностей (Кийко, Погребов, 1994; Pogrebov, 1997b), позволяющих говорить о приоритетности накопления тех или иных элементов в определенных их группах (табл. 12). Накопление хлорорганических соединений в губках в 3–90 раз выше, чем в других беспозвоночных и водорослях. Радиоактивные элементы прежде всего накапливаются (по аналогии с ^{40}K) в водорослях, которые доминируют в прибрежных зонах и на мелководье. Тяжелые металлы концентрируются в створках моллюсков. Иглокожие также накапливают тяжелые металлы, в частности, Zn, Sn, Cu и Ni. Знание указанных закономерностей может помочь в выборе объектов мониторинга различных видов антропогенного воздействия.

**ПРИОРИТЕТНОЕ НАКОПЛЕНИЕ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ
РАЗНЫМИ ГРУППАМИ БЕНТОСНЫХ ОРГАНИЗМОВ**

Комплексы сообществ макробентоса	Глубоководные (офиуры <i>Ophiopleura borealis</i> , фораминиферы <i>Hormosira globulifera</i>)	Грунтоеды		Прибрежные мелководные водоросли (<i>p. Lithothamnion</i>) и неподвижные сестонофаги	Двусвоячатые моллюски (<i>Tridonta borealis</i> , <i>Ciliatocardium ciliatum</i> , <i>Serripes groenlandicus</i>)
		голотурии <i>p. Trochostoma</i> , морские ежи <i>Brisaster fragilis</i>	полихеты, мягкие кораллы, губки		
Химические элементы, загрязнители, радионуклиды	Zn, Sn, Cu, Ni	Zn, Sn, Cu, Ni	Хлорорганические соединения	Радионуклиды, хлорорганические соединения, Zn, Sn, Cu, Ni	Fe, Mn

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОРСКИХ ГЕОСИСТЕМ

Обобщение результатов исследований морской среды арктических морей, в том числе эстуарных районов, показывает, что современное состояние биоты большей части обследованных морских акваторий можно считать близким к среднесулетней норме (Kiyko, Pogrebov, 1997a; Погребов, Кийко, 1997; Кийко, Погребов, 1998; О защите..., 2001). Исследования по оценке содержания хлорорганических соединений (ХОС), тяжелых металлов (ТМ) и радионуклидов в бентосе прибрежной части Баренцева и Карского морей (Савинова, 1990; Nameedi, Robertson, 1996; Kiyko, Pogrebov, 1997b) показали, что они либо крайне низки, либо находятся ниже предела обнаружения. В большинстве случаев они ниже, чем в иных регионах Земли. Однако эстуарные районы арктических морей испытывают значительное антропогенное воздействие. Прежде всего нарушения здесь проявляются в снижении видового разнообразия и биомассы организмов и в изменении исходной структуры сообществ. В разных регионах российской Арктики экологическое состояние эстуарных и прилегающих к ним районов шельфа неодинаково. Значительные антропогенные нарушения биотических сообществ (по сравнению с биологической нормой для рассмотренных абиотических условий) обнаружены в отдельных случаях вблизи портов – Кольский залив, бухта Тикси и пос. Белушка (Petrova, Kiyko, 2002).

Проведенная на основе многомерных математических методов анализа оценка экологического состояния биологических сообществ эстуариев и примыкающих к ним районов моря (Pogrebov, 2001) позволила охарактеризовать состояние биоты Кольского зал. как кризисное, Двинского залива – удовлетворительное, Обской губы – стрессовое, Тазовской губы – условно стрессовое (из-за недостатка данных).

Баренцево и Печорское моря. Из всех арктических морей России они наиболее широко вовлечены в народнохозяйственную деятельность. Это вызвано развитием рыболовства, использованием портовой инфраструктуры. Кроме того, здесь базируется современный военно-морской флот. Антропогенное воздействие на морскую среду связано также с населенными пунктами и промышленными предприятиями, расположенными в бассейне водосбора. Негативное влияние оказывают в первую очередь горнодобывающий и горноперерабатывающий комплексы. Прогнозируется рост техногенного прессинга, так как в ближайшей перспективе должно

начаться освоение углеводородного сырья на шельфе и полиметаллических руд Павловского месторождения на Новой Земле.

Речной сток в рассматриваемые моря сравнительно невелик. Объем поставок терригенного материала, связанных с абразией и размывом берегов Баренцева моря, сильно варьирует от района к району, что обусловлено геолого-геоморфологическими особенностями: механической устойчивостью горных пород побережья, наличием глубоко вдающихся в сушу заливов и бухт, а также рек и ледников. В прибрежной зоне Кольского п-ова геоморфологические условия для накопления больших объемов загрязняющих веществ отсутствуют. Исключения составляют только фиорды северо-западной части побережья, на дне которых выявлены небольшие по размерам замкнутые впадины. При поступлении поллютантов с полуострова вероятно их проникновение на шельф за пределы прибрежной зоны. Южный и юго-восточный отрезки берега Печорского моря отличаются широким развитием абразионных и термоабразионных процессов, что приводит к поступлению в море больших объемов терригенного материала и органического вещества. Наиболее крупным заливом является Печорская губа, для которой характерны грубозернистый состав осадков и активный водообмен с открытым морем, что не способствует накоплению здесь загрязняющих веществ, выносимых Печорой. Новая Земля – основной источник поступления обломочного материала в донные осадки Баренцева моря. Ее западное побережье сильно изрезано. В многочисленных бухтах и заливах вероятно наличие мелких по размерам и емкости геоморфологических «ловушек».

Баренцево море имеет сложную и не до конца изученную систему течений теплых атлантических и холодных арктических вод. Первые поступают сюда через глубоководные окраинно-шельфовые желоба, причем не только с запада, но и с севера (Матишов и др., 1998). С ними возможен перенос во внутренние районы Баренцева моря, а также в Печорское и Карское моря загрязняющих веществ из источников, расположенных на побережье Западной Европы. Арктические воды приносят льды из смежных районов Арктики, в том числе с включениями терригенного материала и органического вещества (Кодина и др., 2000).

Ландшафтно-геохимические исследования Баренцевоморского шельфа (Ландшафтно-геоэкологические исследования акватории..., 2000; Обзорное ландшафтно-геоэкологическое..., 2002; Зинченко, 2001) показали, что наибольшее влияние на геоэкологическую ситуацию здесь оказывают следующие особенности рельефа дна: 1) значительные глубины, вследствие чего в ряде впадин седиментогенез имеет океанические черты; 2) высокая вертикальная и горизонтальная расчлененность дна, создающая условия для широкого развития нисходящих литодинамических потоков разного типа, от нефелоидных до оползней и обвалов (Мурдмаа, Иванова, 1999; Лисицын, 2001; Ландшафтно-геоэкологические исследования осадочного..., 2002); 3) обособление в центральной части Баренцева моря занятых атлантическими водами геоморфологических «ловушек» первого рода, что делает эту область потенциальным накопителем загрязняющих веществ; 4) широкое развитие по периферии шельфа расчленяющих континентальный склон незамкнутых желобов, через которые осуществляется вынос осадочного вещества в океан и происходит проникновение на шельф атлантических и арктических вод вместе с переносимыми ими загрязнениями; 5) большое количество возвышенностей и островных поднятий, являющихся источниками терригенного материала и природных ЗВ; 6) наличие системы подводных долин, способствующих концентрированному движению нисходящих нефелоидных потоков; 7) ступенчатость рельефа дна, которая, наряду с широким развитием переуглублений в днищах подводных долин, способствует возникновению

промежуточных депоцентов современного осадконакопления. Напротив, мелководный и выровненный Печорский шельф, в пределах которого отсутствуют крупные геоморфологические ловушки, в сочетании с относительно высокой гидродинамической активностью препятствует депонированию поллютантов. Значение нисходящих потоков в Печорском море невелико, зато возрастает роль переноса течениями осадков и загрязнений.

Современные осадки Баренцева моря представлены разнообразными комплексами преимущественно глинистых образований при подчиненном развитии гравийно-галечных, песчаных и алевроитовых. Песчаные осадки в основном распространены в юго-восточной части моря и южной части Кольского побережья на глубине до 100 м. Алевроиты тянутся относительно неширокой полосой вдоль всего Кольского п-ова, а также местами встречаются на отдельных возвышенностях и в Хайпудырской губе. Важное геоэкологическое значение имеет развитие карбонатных песков на Кольском шельфе и Шпицбергенской банке.

По составу глинистых минералов и содержанию органических веществ выделяется несколько типов пелитов (Ландшафтно-геоэкологические исследования акватории..., 2000):

- хлорит-иллитовые карбонатные с невысоким содержанием органического углерода (локальные участки в районе о. Кильдин и вдоль западного побережья северного острова Новая Земля);
- хлорит-иллитовые бескарбонатные (вокруг о. Шпицберген и в центральной части моря);
- смектит-хлорит-иллитовые (юго-западная часть моря);
- смектит-хлорит-иллитовые с содержанием органического углерода более 1,3 % (восточная часть Баренцева моря);
- каолинит-хлорит-иллитовые (Западно-Баренцевская и Северо-Баренцевская области);
- каолинит-смектит-хлорит-иллитовые (Северо-Баренцево-Карская область, отдельные участки в центральной части Баренцева моря).

Особую роль в накоплении поллютантов играют пелиты, обогащенные смектит-каолинитовой составляющей и органическим веществом. В дифференциации осадочного вещества в Баренцевом море существенно влияние рельефа дна, в результате чего формируются большое количество фациальных обстановок осадконакопления и резкие колебания устойчивости среды к внешним возмущениям. Ориентировочная глубина развития процессов устойчивой аккумуляции 120–140 м.

Оценка сорбционного потенциала донных осадков по составу глинистых минералов во фракции менее 0,001 мм (Геодекян и др., 1997) показала его относительно низкие значения, которые на большей части акватории не превышают 150 г-экв/г. Это позволяет предположить отсутствие в прибрежной зоне Кольского п-ова выраженных сорбционных барьеров, что указывает на возможность широкого площадного распространения загрязняющих веществ, поступающих с суши. В Печорском море, где осадки, в силу их песчанистого состава, характеризуются очень низкой сорбционной емкостью (менее 10 г-экв/г), большая часть ЗВ, выносимых р. Печора, имеет тенденцию к транзиту в более глубоководные районы Баренцева и отчасти Карского морей.

Тяжелые металлы, биогенные соединения и токсичные органические вещества в придонных водах открытой акватории Баренцева моря (табл. 13) существенно уступают предельно допустимым концентрациям (ПДК) для водоемов рыбохозяйственного назначения. В целом это свидетельствует об отсутствии резко проявленного

СОДЕРЖАНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ В ВОДЕ
(Иванов и др., 1997, 1999; Динамика

Химическое вещество	Единица измерения в донных осадках (в воде)	Баренцево море				
		вода		осадки		
		вся акватория	Печорское море	вся акватория	Печорское море	Кольский залив
Цинк	мг/кг (мкг/л)	0,0–22,2	0,1–15	4–154		
Марганец	»	0,0–2,0	0,5–18		50–1600	
Никель	»	0,0–0,9	0,1–0,85	3–92	3–120	
Медь	»	0,0–3,4		5–216	3–160	
Кадмий	»	0,0–0,3		0,07–0,21		
Свинец	»	0,0–4,0	0,1–1,6	4–89	5–74	
Кобальт	»	0,0–0,1	0,01–0,27	2–57	3–30	
Ртуть	»					0,01–0,1
Железо	% (мкг/л)	0,1–31,6	2,2–167	0,3–8,8		
Хром	мг/кг (мкг/л)				5–310	
Фенолы	»	0,0–50	0,0–3,3	0,0–8,8		
Нефтяные УВ	»	0,0–13	0,0–5272	До 2176	13–1434	30–1280
α-ГХЦГ	мкг/кг (нг/л)	До 18,3	До 3,0	До 1,9	До 0,7	0,2–2,0
γ-ГХЦГ	»	До 12,7	До 2,0	До 1,3	До 0,8	0,2–6,3
ДДТ	»	До 0,5	До 5,5	До 35,8	До 0,3	0,8–50,9
ПХБ	»	До 40,0	До 2,8		До 0,4	До 380

загрязнения морской среды Баренцева моря отдельными ЗВ. Однако отмечено, что их повышенное содержание приурочено к прибрежным районам и связано как с природными, так и с антропогенными источниками поступления (Леонова, Кийко, 1998). Последнее особенно типично для ксенобиотиков (СПАВ, ПХБ и др.). В то же время относительно высокие концентрации некоторых металлов в придонных водах вблизи побережий Новой Земли, Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена обусловлены влиянием естественных геохимических аномалий. Распределение растворенных и эмульгированных нефтяных углеводородов в поверхностном слое воды открытых районов Баренцева моря довольно однородно (0,05–0,15 мкг/л), максимальные концентрации (до 400 мкг/л и более) отмечены в юго-восточной части моря.

Уровни содержания ЗВ в донных осадках Баренцева и Печорского морей (табл. 13) в целом соответствуют фоновым для шельфовых зон значениям. Концентрации ксенобиотиков (хлорорганические пестициды, ПХБ) в осадках отражают типичный для современного этапа уровень глобального распространения этих ве-

И ДОННЫХ ОСАДКАХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ
(экспериментальные, 2000; собственные данные)

Карское море (устья рек, прибрежные р-ны)		Лаптевых море		Восточно-Сибирское море		Чукотское море	
вода	осадки	вода	осадки	вода	осадки	вода	осадки
2,13–10	67,5–161	0,67–4,4	29,3–114	7,5		0,1–2,13	75–99
3,1–21,2	416–1361	0,58–4,7		4,8	50–660		50–610
0,44–1,14	10,4–33,3	0,22–0,64	10,8–38,9		10–160		26–150
0,44–1,9	10,4–25,5	0,22–0,89	10,4–27	1,4	5–52	0,02–0,49	5–150
0,05–0,14	0,09–0,34	0,05–0,08	0,14–0,5			0,01–0,13	0,04–0,3
0,55–1,64	14,8–30,4	0,24–0,98	16,8–31,4	0,3		0,07–2,34	5,4–17,0
0,02–0,22	14,6–35,7		8,9–34,7		5–17		2,5–17
	До 0,06						0,02
До 96	1,49–7,09			47			
0,2–4,3	50–376				22–400		14–180
0–100	10,3–110	5–1250	5–200	16–80		7,2–40	
			0,05–0,22				0,43
До 2,8	0,05–0,21	1,24–2,6		1,69–5,0		2,46–5,7	
			0,06–0,33				0,23
0,04–2,8	До 0,54	0,01–2,7	0,09–10,7	0,32–3,0		0,107–3,2	1,58
До 5,6	До 1,3	2,0–7,0	До 1,06	3,5–69		0,65–4,2	16,5

ществ (до 1 мкг/кг). В приматериковой части моря выражены слабые изменения геохимического фона, проявляющиеся в накоплении ксенобиотиков и трансформации естественных геохимических ассоциаций, носящих региональный характер (Леонова, Кийко, 1998). Это явление связано с аккумуляцией поллютантов в промежуточных депоцентрах.

Для геохимической структуры осадков Баренцева моря характерны следующие особенности. При среднем содержании $C_{\text{орг}}$ 1,02 % в отдельных районах фиксируются высокие концентрации органического углерода и нефтяных углеводородов. Так, в пределах Штокмановского газоконденсатного месторождения содержание органического углерода в современных отложениях достигает 5,58 %. Концентрации нефтяных углеводородов (НУВ) в среднем составляют 676 мг/кг (Иванов и др. 1997), что типично для акваторий с зафиксированными эндогенными источниками углеводородов. В Печорском море в придонных водах на отдельных участках фиксируется повышенное содержание углеводородов нефтяного ряда. В соответствии с современ-

ными представлениями в обоих случаях концентрации являются результатом молекулярной диффузии углеводородов из нижележащих продуктивных горизонтов в поверхностный слой осадков (Кийко, Петрова, 2001).

В целом в осадках Печорского моря, несмотря на выносы р. Печора, отсутствует практически вся изученная группа загрязняющих веществ, что обусловлено активной динамикой среды осадконакопления и низким сорбционным потенциалом осадков. Это подтверждает вывод о выносе основной массы поллютантов, поступающих в Печорскую губу, в Баренцево (Центральная котловина) и Карское (Восточно-Новоземельский жёлоб и Югорская впадина) моря. Данные особенности необходимо учитывать при обосновании сети мониторинга, сопровождающего эксплуатацию месторождений углеводородов на шельфе Печорского моря.

Особая геоэкологическая ситуация складывается в Кольском заливе, испытывающем высокие техногенные нагрузки. По сути дела здесь сформировался геохимический барьер, на котором концентрируется основная часть загрязняющих веществ, поступающих в залив. За последние десятилетия численность биологических видов в северной части залива сократилась в 1,5–2 раза, а в южной – в 6–10 раз (Леонова, Кийко, 1998). Содержание хлорорганических соединений, радионуклидов, нефтяных углеводородов в донных осадках резко превышает фоновое для Баренцева моря. Так, концентрации полихлорбифенилов в отложениях Кольского залива достигают 380 мкг/кг, в то время как на открытых участках моря они не превышают 2–3, а в прибрежных районах 5 мкг/кг. Отмечается повышенное содержание Pb, Cd, Zn. В южной части залива современные осадки характеризуются большим количеством органического детрита, визуальными фиксируемыми нефтепродуктами и характерным запахом. На отдельных участках развиваются процессы техноседиментогенеза, продуктом которых являются техногенные илы.

Уровень концентрации радионуклидов в осадках Баренцева моря в целом не превышает фоновых значений: содержание ^{137}Cs колеблется от 0–2 до 4–5 Бк/кг (Гуревич, 1992). Максимальная активность осадков по ^{137}Cs отмечается к северо-западу от арх. Новая Земля (до 160 Бк/кг), на Приновоземельском шельфе Северного острова и в районе Сев. Мурман и Сев. Скандинавии (130–160 Бк/кг), а также в Центральной впадине (около 100 Бк/кг) (Матишов и др., 1992; Айбулатов, 2000). Распределение ^{239}Pu и ^{240}Pu неравномерно – от 0,1–1,0 Бк/кг на мелководье Печорского моря и до 13 Бк/кг в районе новоземельского шельфа и Южно-Новоземельской впадины, причем в осадках губы Черная отмечается значительная концентрация трансурановых элементов, снижающаяся в направлении открытого моря (Матишов, Матишов, 2002а). Распределение повышенного содержания цезия и плутония показывает, что их поступление связано с атмосферными и подводными ядерными испытаниями, с дампингом радиоактивных отходов и дальним переносом с мест переработки ядерного топлива в Селлафилде. На последнее обстоятельство указывает присутствие в осадках Кольского залива, наряду с ^{137}Cs , ^{239}Pu и ^{240}Pu , повышенного содержания короткоживущих радионуклидов, в частности ^{60}Co (2–4 Бк/кг), с максимумом концентрации в поверхностном слое (Смит, Поляк и др., 1999).

В целом характер распределения ЗВ, особенно в прибрежной зоне, позволяет говорить об акваториальном масштабе загрязнения Баренцева моря. Его современное экологическое состояние определяется различиями между подверженными существенному антропогенному воздействию заливами и губами и относительно не затронутой деятельностью человека открытой морской акваторией. Состояние биоценозов оценивается как умеренно измененное. Суммарная масса и видовое разнообразие бентоса в Баренцевом море практически не отличаются от величин, зарегистри-

стрированных в 20–30-е годы XX в. За исключением Кольского залива, бентические сообщества носят естественный ненарушенный характер (Леонова, Кийко, 1998).

Карское море. Освоенность в настоящее время низка. Ввод в эксплуатацию месторождений углеводородного сырья сдерживается суровыми климатическими условиями, в частности, высокой ледовитостью моря. Кроме того, рассматриваемый район стал местом ядерных испытаний (арх. Новая Земля), а также захоронения реакторов атомного флота и контейнеров с радиоактивными отходами. Главным образом по этим причинам, а также вследствие атмосферных выпадений и поступления продуктов отечественной и зарубежной промышленности (Геоэкология..., 2001) район подвергся радиационному загрязнению, которое фиксируется в том числе и в донных осадках. Однако уровни его таковы, что по биотическим показателям современное состояние природной среды Карского шельфа за пределами эстуарных и ряда прибрежных районов в целом оценивается как близкое к среднемноголетней норме.

Среди потенциальных источников загрязнения Карского моря могут быть выделены местные, расположенные непосредственно на шельфе или на побережье, а также удаленные, влияние которых на рассматриваемый район происходит через речной сток или атмосферный перенос. Из местных источников техногенного загрязнения наиболее вероятна возможность поступления радионуклидов. Природные источники обеспечивают поступление большого количества органического вещества за счет разрушения морского дна и берегов, которые на значительном протяжении сложены неустойчивыми многолетнемерзлыми толщами. Удаленными источниками поллютантов могут быть геологоразведочные, нефтепромысловые, горные, металлургические и химические производства Сибирского региона и, в частности, комбинат «Норильский никель».

Для Карского моря, которому принадлежит существенная часть водосборного бассейна Северного Ледовитого океана, велико значение речного стока. С водами Оби и Енисея в море выносятся практически все нефтяные углеводороды и гексахлорциклогексаны (ГХЦГ), поступающие в арктические моря (Динамика экосистем..., 2000). В то же время В. В. Гордеевым (1998) показано, что в стоке великих сибирских рек уровень концентрации тяжелых металлов не выше, чем в большинстве рек мира, а ареалы загрязнения почв, вод и донных отложений, связанные с крупными металлургическими производствами, не превышают первых сотен километров. Последнее подтверждается многочисленными исследованиями на реках европейской части России. Как доказано А. П. Лисицыным (2002), основная часть вещества, поступающего с речными водами, осаждается на маргинальном филъгре. По некоторым оценкам (Цыганкова, Бердников, 2002), вынос терригенной взвеси за пределы Обско-Тазовской губы составляет не более 0,7 % поступающего взвешенного материала, Енисейского залива – 7 %.

Среди берегов Карского моря преобладают абразионные и термоабразионные. Последние отступают с разной скоростью под действием волн, термокаристовых и термоденудационных процессов (Воскресенский, Совершаев, 1998; Соломатин и др., 1998 и др.). В результате в прибрежные районы шельфа поступают значительные объемы тонкозернистых осадков и органического вещества. Ледяные берега островов продуцируют айсберги. Лагунные и осушенные берега, где возможна концентрация загрязняющих веществ, распространены незначительно. Дельтовые берега имеют малую протяженность и развиты в вершинах Енисейского залива, Обской и Тазовской губы, где представлены дельтами выполнения (Геоэкология..., 2001).

На мелководье устойчивые скопления загрязняющих веществ скорее всего маловероятны ввиду воздействия волн, которое при наиболее сильных штормах охва-

тывает дно до глубины 25–30 м (Бирюков, Совершаев, 1998). Льды большую часть года сдерживают воздействие волн, но производят местами значительную экзарационную работу, оставляя на дне борозды и ложбины глубиной в первые метры и шириной до 10 м (Геоэкология..., 2001).

Условия депонирования ЗВ на Обь-Енисейской ступени (Ямало-Гыданском мелководье) неблагоприятны ввиду повышенной гидродинамической активности и отсутствия геоморфологических «ловушек». Напротив, между Ямалом и Новой Землей, где имеет место круговое движение вод против часовой стрелки, обстановка благоприятна для аккумуляции ЗВ. Геоморфологические «ловушки» первого рода здесь представлены протяженным замкнутым и глубоким Восточно-Новоземельским желобом, а также значительно меньшей по размерам Югорской впадиной. Широко развитые в пределах Западно-Карской ступени подводные долины, направленные в Восточно-Новоземельский желоб, являются вероятными трассами движения нисходящих нефелоидных потоков. Эти долины отличаются значительным врезом и изобилуют переуглубленными участками, которые могут играть роль небольших по размерам геоморфологических «ловушек» первого рода, в то время как отрезки долин, ориентированные поперек латеральных потоков осадков, служат вероятными «ловушками» второго рода. Таким образом, в южной части Карского шельфа, наряду с единичными крупными, встречается множество мелких «ловушек», что может быть причиной мозаичного загрязнения осадков.

Поток взвеси, идущий из устьев Оби, Енисея и более мелких рек на восток, может улавливаться в южной полосе Таймырского мелководья. Вынос наносов в северные районы шельфа имеет второстепенное значение. Результаты изучения донных осадков в желобе Св. Анны показали, что здесь отсутствует аккумуляция осадков, поступающих с материка. Исключение составляет небольшая по размерам впадина-ловушка к северо-востоку от м. Желания – Северный остров Новой Земли (Иванов и др., 2000). Возможно, такая же неблагоприятная для аккумуляции поллютантов ситуация имеет место в расположенных восточнее желоба Воронина и в желобах-проливах в районе арх. Северная Земля. Подводные возвышенности, разделяющие окраинно-шельфовые желоба, и в первую очередь Центрально-Карская, относятся в основном к областям размыва и перемыва донных осадков.

Для донных осадков Карского моря характерен высокий сорбционный потенциал, достигающий значений более 400 г-экв/г. Максимальные его величины фиксируются в Восточно-Новоземельском желобе – 200–400 и в эстуариях Оби и Енисея – более 400 г-экв/г. Это свидетельствует об эффективной сорбции на комплексном геохимическом барьере река – море и возможности осаждения там определенной части ЗВ, поступающих с речным стоком.

Содержание НУВ в воде меняется от района к району: в центральной части оно составляет 0–20 (табл. 13), в устьях Оби и Енисея – 50–70, на отдельных участках – до 100 мкг/л. Концентрации хлорорганических пестицидов и ПХБ в морской воде находятся на уровне первых нг/л. Содержание НУВ в донных осадках варьирует от 10,3 до 110 мг/кг с максимальными значениями в районе м. Харасавей и в заливе Шарапов Шар. В отложениях Обской губы зафиксировано содержание в пределах 70–112 мг/кг. Количество хлорорганических соединений в осадках отражает фоновый уровень их накопления.

Единичные определения тяжелых металлов в морской воде в целом указывают на отсутствие выраженного загрязнения. В открытых водах содержание Pb, Cd, Co, Sn меняется в пределах сотых долей, Ni – десятых долей, Fe, Mn, Cu, Zn – от десятых до целых единиц мкг/л, что существенно ниже ПДК для водоемов рыбохозяй-

ственного назначения. Повышенное содержание тяжелых металлов в воде и донных осадках Карского моря приурочено к устьевым участкам Оби и Енисея, а также фиксируется на отдельных участках прибрежных зон, что в целом свидетельствует о локальном характере химического загрязнения морского бассейна.

Радиоактивное загрязнение донных осадков имеет пятнистое распределение, наиболее проявленное в южной части акватории, на восточном борту Восточно-Новоземельского желоба (с максимальной удельной активностью ^{137}Cs до 245 Бк/кг), к северу от Югорского п-ова (^{137}Cs – до 27–31, ^{60}Co до 0,5 Бк/кг) и в эстуариях Оби и Енисея. В среднем уровень активности осадков в открытой части моря по ^{137}Cs колеблется от 3 до 10 Бк/кг (Айбулатов, 2000). Удельная активность ^{137}Cs в осадках эстуария Енисея превышает 50, в Обской губе меняется от 10 до 50 Бк/кг, уровень активности нуклидов $^{239,240}\text{Pu}$, концентрирующихся в барьерной зоне река – море, составляет более 3 Бк/кг. Содержание ^{90}Sr в осадках, за исключением двух районов, находится на фоновом уровне. Все повышенные значения радиоактивного загрязнения в Карском море связаны в основном с дампингом твердых радиоактивных отходов (ТРО), а в эстуариях – со сбросом радиохимических предприятий и глобальным выпадением осадков после атмосферных испытаний ядерного оружия.

Современное состояние биоценозов Карского моря оценивается как умеренно измененное.

Море Лаптевых. Хозяйственная деятельность ограничивается судоходством. Местные антропогенные источники поступления ЗВ связаны с эксплуатацией портов, прежде всего порта Тикси. Природные источники осадочного материала формируются под влиянием деструкции материкового и островного побережий, а также при таянии морских льдов. Термоабразионные процессы на прибрежном шельфе моря Лаптевых широко развиты, и их роль в поставке вещества в донные отложения, по современным данным, оценивается весьма высоко. Скорость отступления термоабразионных берегов сильно варьирует, составляя в среднем 5 м/год (Жигарев, 1998). Влияние удаленных источников происходит главным образом через речной сток. Взвешенное вещество от устья Лены прослеживается на расстоянии около 500 км (Потоки взвешенного вещества в донные..., 1999). Атмосферный перенос как фактор загрязнения, по сравнению с речным стоком, имеет меньшее значение (Геоэкология..., 2001). Отмечено поступление вод из Карского моря через прол. Вилькицкого. В свою очередь некоторая часть лаптевоморских вод проникает через проливы Санникова и Дмитрия Лаптева в Восточно-Сибирское море. Кроме того, в прол. Санникова направлена основная струя стокового течения, идущего из устья Лены (Геоэкология..., 2001).

Волновое воздействие затрагивает лишь прибрежное мелководье до отметок 14 м, а глубже, где оно сказывается гораздо слабее, преобладает неволновая аккумуляция (Геоэкология..., 2001). Приливы играют заметную роль в юго-западной части моря, где, достигая высоты 2 м, способствуют интенсивному разрушению берегов. Особенно выражено влияние приливов в узких заливах и впадающих в них реках (Анабар, Хатанга и Хатангский залив), где происходит подпор вод, сопровождающийся значительным повышением их уровня. Амплитуда стонно-нагонных колебаний, по данным В. А. Совершаева (Геоэкология..., 2001), может достигать 5 м. Ледяные заторы на реках и весенние паводки приводят к «залповым» сбросам на шельф речного материала, в том числе ЗВ, в течение короткого времени.

Вследствие сравнительно небольших глубин и отсутствия в рельефе крупных замкнутых отрицательных форм условия для концентрации поллютантов в море Лаптевых неблагоприятны. Исключением является район, расположенный к северу

от дельты Яны, по-видимому, он может рассматриваться как промежуточный депозит, где в понижении дна возможно отложение материала, выпадающего вследствие разгрузки потоков, следующих с запада. Нисходящее движение нефелоидных потоков в сторону глубоководной котловины осуществляется, в частности, через выраженные в рельефе дна подводные долины. В восточной половине моря этому способствуют распространяющиеся по долинам стоковые течения (Роль баротропных изменений..., 2001). Выяснено (Потоки взвешенного вещества в донные..., 1999), что по мере своего движения через шельф моря Лаптевых осадочное вещество до захоронения в донных отложениях переоткачивается более двух раз, проходя через стадию нефелоидной взвеси.

Губы восточного побережья (Ванькина, Селляхская и Эбелляхская) отделены от моря подводными барами (Жигарев, 1998) и представляют собой геоморфологические «ловушки» осадков и ЗВ. Возникновению напряженной экологической ситуации в бухте Тикси, по-видимому, способствуют также ее изолированность и ограниченный водообмен.

Распределение гранулометрического состава осадков на Лаптевоморском шельфе носит мозаичный характер, что обусловлено широким развитием алевроито-глинистых осадков и песчано-алеврито-глинистых миктитов и отсутствием четкой закономерности латерального распределения отложений. Пески не встречаются лишь вблизи материка и о. Котельный. По глинистым минералам в осадках выделяются три терригенно-минералогические провинции: каолинит-хлорит-иллитовая со смектитом – на мелководье арх. Северная Земля; хлорит-иллитовая – в осадках Притаймырского склона и внешней границы шельфа; иллитовая с хлоритом – в центральной и восточной части бассейна (Кошелева, Яшин, 1999). Первая ассоциация обладает повышенным сорбционным потенциалом. Устойчивая аккумуляция осадочного материала наблюдается с глубины более 50 м.

Загрязнение морской воды НУВ, превышающее ПДК рыбохозяйственного назначения, было отмечено в прибрежных акваториях вблизи судоходных трасс: губа Буор-Хайя – 114–130, бухта Тикси – 70, Оленёкский зал. – 80 мкг/л. В открытых водах эти значения не превышали 15–20 мкг/л. Уровень содержания НУВ в донных осадках находится в пределах 5–30 мг/кг. Максимальные концентрации приурочены к устьевым участкам рек (Динамика экосистем..., 2000).

Содержание ХОС в морской воде незначительно. Максимальные концентрации ДДТ достигают 2,7 нг/л в Хатангском заливе и 2,56 нг/л – в Анабарском заливе. Суммарные ГХЦГ характеризуются значениями 1,24 нг/л в районе устья р. Уэс. Максимальные значения ПХБ отмечены в районе о. Столбовый – 5,5 и у Новосибирских о-вов – 7,0 нг/л.

В донных осадках повышенные уровни содержания ХОС отмечены в заливах Хатангский и Анабарский в устье р. Анабар. Максимальные концентрации ДДТ (10,7 мкг/кг) зафиксированы в Анабарском заливе. Здесь же в восточной части залива обнаружены предельные уровни содержания ПХБ (1,06 мкг/кг). Содержания тяжелых металлов определялись в прибрежных водах моря Лаптевых (1997) – в зал. Хатангский и Анабарский, а также в песчано-илистых осадках Хатангского залива (табл. 16). Радиоактивное загрязнение донных осадков моря Лаптевых низкое и составляет по ^{137}Cs 1,6–13 Бк/кг. Самые высокие концентрации радионуклидов отмечены к северу от дельты р. Лена – до 8,8 и в проливе Вилькицкого – до 13 Бк/кг (Радионуклиды в экосистеме региона, 1995; Айбулатов, 2000). В целом имеющиеся данные позволяют говорить о незначительном уровне загрязнения морской среды. Состояние биоценозов оценивается как незатронутое.

Восточно-Сибирское море. Наиболее труднодоступно и по сравнению с другими арктическими морями в наименьшей степени охвачено хозяйственной деятельностью. Основными местными источниками осадочного материала являются берега и льды. На западе преобладают термоабразионные берега с низкой ассимиляционной емкостью. Они продуцируют осадки и химические вещества, которые поступают на шельф и разносятся течениями, причем главным образом в сторону Чукотского моря. В восточной части моря преобладают лагунные берега, являющиеся потенциальными промежуточными депоцентрами осадков и ЗВ. Наиболее крупная лагуна – Чаунская губа.

Поступление материала из удаленных источников возможно с речным стоком, лаптевоморскими или тихоокеанскими водами, а также с атмосферным переносом. Основными водными артериями бассейна являются реки Индигирка и Колыма, в дельтах которых аккумулируются не только наносы, но и некоторая часть водного стока в виде сингенетических ледяных линз и клиньев, а также происходит торфобразование (Коротаев, 1998). В вершину дельты Индигирки, по данным этого автора, в разные годы поступает от 5,9 до 19 млн т взвеси, при этом около 65 % общего стока может осаждаться на 30-километровом приморском участке и устьевом баре. На продолжении современных рек на шельфе лежат подводные долины, пересекающие его до самой бровки. Подводное русло Колымы на значительном расстоянии протягивается вдоль побережья на восток и представляет собой здесь естественную приемную емкость для вещества, поступающего с речным стоком и морскими течениями. Восточно-Сибирское море относится к бесприливным. Сгонно-нагонные колебания уровня моря, хотя и невелики по размаху, но, ввиду отменности дна и побережья, способны создавать осушки шириной в несколько километров. Это самое ледовитое из морей российской Арктики. Короткий безледный период составляет 10 % годового времени. Граница припая примерно совпадает с изобатой 25 м, ширина припая достигает 600–700 км (Гуков, 1999). За короткое северное лето ото льда освобождается лишь наиболее мелководная западная часть моря, где до глубин 14 м сказывается влияние волнения. Термокаст, имеющий развитие на мелководье, приводит к изменениям глубин и поступлению на шельф вытаявшего осадочного материала. Ведущую роль в переносе наносов и поллютантов играют медленные подледные течения, способные транспортировать только самые тонкие фракции. В связи с этим возрастает значение геоморфологических «ловушек» второго рода, т. е. препятствий на пути движения вод, а именно, поперечных склонов и подводных долин. Распределения $C_{орг}$ в донных осадках Восточно-Сибирского моря подтверждает это предположение (Распределение органического и карбонатного..., 2001).

Наиболее вероятными траассами движения нисходящих нефелоидных потоков являются подводные долины. На внешнем шельфе, где уклоны дна увеличиваются, а сеть подводных долин и ложбин сгущается, есть условия для более активного выноса материала на континентальный склон. Котловина Подводников служит конечным депоцентром накопления осадков и поллютантов, поступающих с шельфа Восточно-Сибирского моря. Поток из приматериковой провинции отчасти улавливается на шельфе, отчасти поступает в Чукотское море. В осадках моря выделяют четыре провинции глинистых материалов: хлорит-иллитовая в осадках центральной части бассейна; иллитовая с хлоритом на мелководье Новосибирских о-вов; каолинит-хлорит-иллитовая в виде узкой полосы на севере и смектит-хлорит-иллитовая в юго-восточной части моря (Кошелева, Яшин, 1999).

Согласно работе «Динамика экосистем...» (2000), в 1991–1993 гг. отмечалось постепенное увеличение содержания НУВ в поверхностных водах моря от 16 до

27,2 мкг/л с максимумом концентраций в Чаунской губе – до 50 мкг/л (1991), у Новосибирских о-вов и у о. Врангеля – до 80 мкг/л (1992), что превышает установленные ПДК для морских вод. Среднее содержание ХОС в воде невелико: группы ДДТ – 3,0, суммы ГХЦГ – 5,0 и ПХБ – 4,5 нг/л. Максимальные концентрации ПХБ были установлены в зоне воздействия стоков пос. Певек (до 69 нг/л). Наибольшие количества изомеров ГХЦГ зафиксированы в зоне выноса р. Индигирка – 4,8 и в Чаунской губе – 5 нг/л. Повышенное содержание тяжелых металлов в морской воде установлено в устьях рек Колыма и Индигирка в зоне смешения с пресными водами и в Чаунской губе (табл. 13). Исследования донных осадков на содержание в них ТМ, проведенные в открытой части моря в середине 80-х годов, показали отсутствие каких-либо признаков загрязнения или влияния техногенных факторов на формирование их геохимической структуры (Опекунов, 1990).

Таким образом, общий уровень загрязнения морской среды Восточно-Сибирского моря можно считать незначительным. Морские биоценозы не затронуты антропогенным воздействием.

Чукотское море. В отличие от других морей Российской Арктики, Чукотское море испытывает заметное влияние тихоокеанских водных и воздушных масс. Теплое беринговоморское течение приносит сюда большие объемы взвешенного и растворенного материала, причем значительная часть взвеси имеет биогенное происхождение и представлена диатомовым фитопланктоном (Геоэкология..., 2001). Большую роль в беринговоморском потоке играют выносы р. Юкон. На этом фоне поток из Восточно-Сибирского моря через прол. Лонга имеет второстепенное значение. Местное питание осуществляется за счет размыва берегов и дна, в частности, банок и островных поднятий.

Наиболее развиты аккумулятивные побережья, и именно они вносят основной вклад в поставки берегового материала (Геоэкология..., 2001). Значительные массы осадков выносятся с побережья морскими льдами, что приводит к дефициту песчаной фракции (Соломатин и др., 1998). Для севера Чукотки наиболее характерны лагунные берега. Узкие протяженные мелководные лагуны отчленены от моря галечными и песчано-галечными барами, а друг от друга – небольшими перемычками; с морем они соединяются через узкие протоки. Материковые берега лагун чаще сложены многолетнемерзлыми породами. Продукты их деструкции могут отлагаться в лагунах, однако под воздействием волн и льдов впоследствии частично выносятся в море.

Областью активной аккумуляции осадков является Колючинская губа. Из нее стоковое течение выносит большие массы обломочного материала, главным образом мелкозернистого песка. Шлейф наносов при этом прослеживается на расстояние 80–100 км от устья губы (Геоэкология..., 2001). Активное волновое воздействие в Чукотском море захватывает дно до глубины 12 м, а с отметок –30 м здесь господствуют неволновые процессы (Попов, Совершаев, 1978). Таким образом, большая часть моря оказывается под их влиянием.

На шельфе основным аккумулялирующим центром является обширная Южно-Чукотская впадина, которая отделена от внешнего шельфа протяженной полосой банок и Геральдско-Врангелевским поднятием. Поступление осадочного материала на внешний шельф происходит по желобу Геральда (Чукотскому). В окраинно-шельфовой области движение нефелоидных потоков в сторону глубоководного бассейна происходит по многочисленным подводным долинам. Серии реликтовых лагун и баров на глубине около 170 и 200 м, по-видимому, способны задержать некоторую часть переносимых осадков, однако основная их масса, скорее всего, достигает континентального склона.

Пелиты в центральной части моря имеют каолинит-хлорит-иллитовый состав; в западной части и на мелководье о. Врангеля – смектит-хлорит-иллитовый, а у побережья – каолинит-иллитовый. Отличительной особенностью является повышенное содержание аморфного кремнезема биогенного происхождения (до 6,6 %), что значительно повышает сорбционную емкость осадков.

Распределение ЗВ в воде характеризуется следующими особенностями. Содержание НУВ составляет в среднем 10,5 мкг/л при максимальных концентрациях в южной части у побережья Чукотки – 20 и в районе пос. Ванкарем – 40 мкг/л. Одновременно во всех компонентах экосистем обнаружен 3,4-бенз/а/пирен. В поверхностных водах Чукотского моря его содержание достигало значений 0,01–0,5, в придонных – 0,01–0,6 нг/л. Среднее содержание бенз/а/пирена в донных осадках составило 2,28 мкг/кг.

Из ХОС в водах Чукотского моря преобладают изомеры ГХЦГ (табл. 16): в западной части акватории их содержание фиксировалось на уровне 2,68, в восточной – 2,46 нг/л. Концентрации ДДТ и его метаболитов соответственно составили 0,178 и 0,107 нг/л, содержание ПХБ – 0,65 и 0,67 нг/л. Донные осадки в восточной части Чукотского моря отличаются повышенным по отношению к другим арктическим морям содержанием ПХБ – 16,5, ДДТ – 1,58 и α - и γ -ГХЦГ – 0,43 и 0,23 мкг/кг. При этом в середине 1990-х годов зафиксировано увеличение содержания ПХБ по сравнению с 1988 г. примерно в два раза. Имеет место накопление ДДТ в донных осадках. Однако все отмеченные признаки загрязнения типичны только для прибрежных зон в районах размещения немногочисленных поселков. В целом же Чукотское море характеризуется незначительным уровнем загрязнения морской среды. Состояние биоценозов оценивается как незатронутое.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА РОССИИ

Геоэкологическое районирование морей арктического шельфа проведено по морфодинамическим и литогеохимическим показателям. С этой целью была разработана прогнозная схема распределения литологических типов осадков, благоприятных и неблагоприятных для накопления загрязняющих веществ (Исследования современных донных..., 1998; Андреева и др., 1999; Ландшафтно-геоэкологические исследования акватории..., 2000). В основе ее лежат экспериментальные данные, позволяющие оценить разницу между остаточным насыщением и десорбционными способностями осадков в морской воде (т. е. способность к восстановлению благоприятных условий среды). Показатели выражены в условных единицах и характеризуют величину остаточной емкости в градациях: очень большая, большая, малая, очень малая. Первые две соответствуют благоприятной к накоплению ЗВ обстановке, две последние – неблагоприятной. Исходя из площадного распределения осадков, обладающих различными показателями сорбционной емкости, можно выделить районы распространения отложений, склонных к накоплению загрязняющих веществ. Морфодинамический анализ позволяет оконтурить геоморфологические «ловушки» различного типа и показать их роль в концентрации поллютантов. На основе этого в пределах Арктического шельфа выделено пять классов геоэкологических районов, отличающихся по условиям накопления ЗВ в донных осадках и вероятности образования их устойчивых скоплений (табл. 14).

Вероятность образования скоплений ЗВ на шельфе неодинакова. На большей площади она очень низка, как, например, на восточно-арктическом шельфе (рис. 122).

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ РАЙОНОВ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА РОССИИ

Классы геоэко- логиче- ских районов	Условия накопления загрязняющих веществ				Вероятность образования устойчивых концентраций загрязняющих веществ
	морфолито- динамиче- ские	литогеохимические			
		наличие «ловушек»	гранулометрический состав донных осадков	присутствие сорби- рующих компонентов	
I	+	Пелиты	Каолинит, смектит, аморфный кремне- зем	Большая	Очень высокая
II	–	Пески, алевриты	Ракушняки, карбо- наты	Очень большая	Высокая
III	–	Пески, алевриты, пелиты	Каолинит, смектит, аморфный кремне- зем	Большая	Средняя
IV	+	Алевриты, пелиты	–	Малая	Низкая
V	–	Пески, алевриты, пелиты	–	Очень малая	Очень низкая

На западно-арктическом шельфе условия образования крупных скоплений более благоприятны. Вероятность их образования максимальна в районах, относящихся к классу I, таких как днища Центральной котловины Баренцева моря и Восточно-Новоземельского желоба в Карском море, а также северный отрезок палеодолины Колымы и район Южно-Чукотской котловины, прилегающий к верховьям желоба Геральда в Чукотском море. В районах, относящихся к данному классу, имеет место сочетание глубоких замкнутых отрицательных форм рельефа, находящихся на пути потока вещества, с накоплением в них глинистых илов, содержащих сорбирующие компоненты.

К классу II с высокой вероятностью образования крупных устойчивых скоплений ЗВ отнесены районы, характеризующиеся развитием ракушняковых или существенно карбонатных осадков, обладающих очень большой сорбционной емкостью. Они имеют локальное распространение в Баренцевом море и приурочены к основным потокам атлантических вод. В них происходит накопление искусственных радионуклидов, в частности ^{137}Cs (Смит и др., 1999; Фракционная структура..., 2000).

К классу III со средней вероятностью образования крупных устойчивых скоплений ЗВ отнесены районы, характеризующиеся смектит-каолинитовым составом осадков или присутствием в них аморфного кремнезема (на восточно-арктическом шельфе). На Баренцевоморском шельфе к данному классу относится восточная часть Центральной котловины, ее южный и северо-восточный склоны, Демидовский желоб, возвышенности Альбанова и Кленовой, впадина (желоб) Альбанова, Новоземельская (Адмиралтейская) и Северо-Восточная возвышенности, желоба Франц-Виктория и Св. Анны (рис. 2), в Карском море – склоны Восточно-Новоземельского желоба, большая часть Западно-Карской ступени, а также южная часть Таймырской. Восточнее к III классу принадлежат район на границе морей Лаптевых и Восточ-

но-Сибирского к северу от поднятия Анжу, Южно-Чукотская впадина и Колымско-Врангелевская равнина (на границе с Восточно-Сибирским морем), где в донных осадках отмечается повышенное содержание аморфного кремнезема.

Области шельфа, отнесенные к классу IV с низкой вероятностью образования крупных устойчивых скоплений загрязняющих веществ, характеризуются наличием геоморфологических «ловушек» и развитием осадков с малой сорбционной емкостью. В пределах Баренцевоморского шельфа – это Нордкапская (Дьюпренна) впадина, верховья Гусиного желоба, Южно- и Западно-Новоземельский желоба и ряд других районов. В Карском море – Югорская впадина, а на восточно-арктическом шельфе часть Усть-Янской низменности, серия подводных долин, а также Чаунская губа и восточная половина Южно-Чукотской впадины.

Большая часть арктического шельфа относится к классу V с очень низкой вероятностью образования крупных устойчивых скоплений ЗВ. Геоморфологические «ловушки» на этой площади отсутствуют, а донные осадки имеют очень низкую сорбционную емкость.

По результатам оценки современной геоэкологической обстановки и проведенного районирования предлагается следующая градация площадей Арктического шельфа по степени техногенного воздействия на геологическую среду: восточно-арктический шельф (моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское) характеризуется ненарушенной средой, западно-арктический шельф (Баренцево и Карское моря) – слабо нарушенной. Отдельно выделяются локальные участки с кризисной обстановкой, к которым относятся Кольский залив, губа Черная на Новой Земле и бухта Тикси.

Долгосрочный геоэкологический мониторинг техногенного воздействия предусматривает наблюдения за поступлением и концентрацией вредных веществ, вызванных антропогенным воздействием на окружающую среду, в том числе за возможными появлениями ореолов и потоков рассеяния НУВ. На основе проведенного районирования основанием для выделения участков геомониторинга могут служить:

1) благоприятные для аккумуляции морфодинамические и литогеохимические показатели (наличие геоморфологических «ловушек», состав осадков с высокими сорбционными свойствами, характер течений, наличие литогеохимических барьеров и т. д.);

2) местоположение участка в зоне воздействия побочных факторов, сопровождающих техногенные процессы;

3) наличие зон аккумуляции повышенного содержания химических элементов и радионуклидов;

4) наличие зон аномального содержания ОБ.

Пункты проведения мониторинга целесообразно в первую очередь разместить на участках с кризисной ситуацией.

ОЦЕНКА УСТОЙЧИВОСТИ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ РОССИИ

Исследования уязвимости арктических морей к химическому загрязнению основаны на анализе факторов региональной устойчивости – таких как потенциальные антропогенные нагрузки, ассимилирующая способность морской среды к химическому загрязнению и устойчивость биоценозов (табл. 15). Нагрузки оценивались через основные факторы загрязнения: речной сток (модуль твердого и растворенного стока), поступление загрязнителей из рассеянных по побережью источников (услов-

**ФАКТОРЫ И ПОКАЗАТЕЛИ ОЦЕНКИ УСТОЙЧИВОСТИ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ
(РЕГИОНАЛЬНЫЙ МАСШТАБ)**

Фактор региональной устойчивости	Показатель	Характеристика
Потенциальная антропогенная нагрузка	Модуль твердого стока	$R_1 = M_1/S$, M_1 – масса твердого стока; S – площадь акватории
	Модуль ионного стока	$R_2 = M_2/S$, M_2 – масса ионного стока
	Условный модуль диффузного загрязнения	$D = L/S$, L – длина береговой линии
	Условный модуль атмосферного загрязнения	$A = S/V$, V – объем воды в бассейне
Ассимилирующая способность геосистемы	Климатическая зональность	Арктическая, субарктическая, умеренная, тропическая
	Удельный показатель седиментационной емкости акватории	$C = (S_d/S) \cdot 100$ ‰, S_d – площадь развития процессов устойчивой аккумуляции на дне
	Условия аккумуляции ЗВ	Очень благоприятные, благоприятные, относительно благоприятные, неблагоприятные
	Коэффициент ассимилирующей способности берегов	$E = \frac{l_1 + 2l_2 + 3l_3 + 4l_4}{\sum_{i=1}^4 l_i}$, l_n – протяженность береговой линии (км) по классам устойчивости берегов к загрязнению (см. текст)
Толерантность биоценозов	Естественная устойчивость	Наиболее устойчивы, относительно устойчивы, относительно уязвимы, наиболее уязвимы

ный модуль диффузного загрязнения) и атмосферный перенос загрязняющих веществ (условный модуль атмосферного загрязнения). Ассимилирующая способность морской среды обусловлена морфодинамическими и литогеохимическими факторами образования устойчивых концентраций ЗВ (через вероятность их образования), сорбционной емкостью донных осадков (через седиментационную емкость бассейна), барьерной ролью береговой зоны (через соотношение разных типов берегов), а также внутренними механизмами, связанными с интенсивностью процессов микробиологической и биохимической деструкции ЗВ (через климатическую зональность). Толерантность биоценозов выявлялась на основе экспертной оценки, исходя из естественных условий развития. Все факторы оценивались по четырехбалльной шкале (табл. 16).

Модули твердого и ионного стока были рассчитаны на основе опубликованных (Кошелева, Яшин, 1999; Михайлов, 1997) и собственных оценок объемов твердого и ионного стоков в моря Северного Ледовитого океана. Условия переноса ЗВ и формирования их устойчивых скоплений определялись по результатам геоэкологического районирования акватории арктических морей (рис. 122). По данному показателю, учитывающему площадное развитие участков, благоприятных для формиро-

ПОКАЗАТЕЛИ УСТОЙЧИВОСТИ МОРЕЙ РОССИИ (РЕГИОНАЛЬНЫЙ МАСШТАБ)

Показатель	Значения	Характеристика	Оценка в баллах
Модуль твердого стока	≤ 10	Очень низкий	4
	11–20	Низкий	3
	21–30	Средний	2
	≥ 31	Высокий	1
Модуль ионного стока	≤ 75	Очень низкий	4
	76–150	Низкий	3
	151–225	Средний	2
	≥ 226	Высокий	1
Условный модуль диффузного загрязнения	$\leq 0,0030$	Очень низкий	4
	0,0031–0,0060	Низкий	3
	0,0061–0,0090	Средний	2
	$\geq 0,0091$	Высокий	1
Условный модуль атмосферного загрязнения	≤ 10	Очень низкий	4
	11–20	Низкий	3
	21–30	Средний	2
	≥ 31	Высокий	1
Условия аккумуляции ЗВ	Площадное распространение	Очень благоприятные	1
		Благоприятные	2
		Относительно благоприятные	3
		Неблагоприятные	4
Климатическая зональность	Широтная зональность	Арктическая	1
		Субарктическая	2
		Умеренная	3
		Тропическая	4
Удельный показатель седиментационной емкости акватории	0,0–0,25	Очень низкий	1
	0,26–0,50	Низкий	2
	0,51–0,75	Средний	3
	0,76–1,0	Высокий	4
Коэффициент ассимилирующей способности берегов	$\leq 2,1$	Очень низкий	1
	2,2–2,4	Низкий	2
	2,5–2,7	Средний	3
	$\geq 2,8$	Высокий	4
Естественная устойчивость биоценозов	Экспертная оценка	Наиболее устойчивые	4
		Относительно устойчивые	3
		Относительно уязвимые	2
		Наиболее уязвимые	1

вания устойчивых скоплений поллютантов, площади шельфа российских арктических морей разделяются на очень благоприятные (Баренцево море), благоприятные (Карское море), относительно благоприятные (Чукотское море) и неблагоприятные (моря Восточно-Сибирское и Лаптевых). Климатические условия, определяющие активность внутренних ассимиляционных механизмов экосистем, оцениваются по климатическим зонам.

В основе расчета удельного показателя седиментационной емкости лежит выявление характера батиметрического контроля над процессами осадконакопления,

**ФАКТОРЫ И ПОКАЗАТЕЛИ УСТОЙЧИВОСТИ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ РОССИИ
(РЕГИОНАЛЬНЫЙ МАСШТАБ)**

Морфометрические характеристики, факторы и показатели устойчивости	Моря российской Арктики				
	Баренцево	Карское	Лаптевых	Восточно-Сибирское	Чукотское
Морфометрические характеристики					
Площадь моря, км ²	1 405 000	883 000	662 000	913 000	582 000
Объем водной массы, км ³	316 000	98 000	353 000	49 000	42 000
Длина береговой линии, км	6650	9500	7500	5900	1650
Факторы и показатели устойчивости					
Модуль твердого стока, т/км ²	6,07	37,74	36,07	30,69	5,0
Модуль ионного стока, т/км ²	16,89	236,08	110,22	19,59	8,75
Условный модуль диффузного загрязнения, л/км	0,0047	0,011	0,011	0,0064	0,0028
Условный модуль атмосферного загрязнения, л/км	39	9	2	19	14
Условия аккумуляции ЗВ	Очень благоприятные	Благоприятные	Неблагоприятные		Относительно благоприятные
Климатическая зональность	Субарктическая	Арктическая			
Показатель седиментационной емкости	0,66	0,46	0,73	0,87	0,45
Коэффициент ассимилирующего потенциала берегов	2,1	2,6	2,7	2,5	3,0
Устойчивость биоценозов	Относительно уязвимые	Наиболее уязвимые			Относительно уязвимые
Оценка устойчивости					
Средний балл	2,3	1,8	2,3	2,7	3,0
Характеристика устойчивости морской среды	Малоустойчивая	Неустойчивая	Малоустойчивая	Относительно устойчивая	Устойчивая

который проводился на базе экспертного анализа карт донных осадков, рельефа дна и особенностей гидродинамики морей. Барьерная роль побережий к загрязнению морских акваторий оценивалась по весовому соотношению разных типов берегов, характеризующихся той или иной способностью к ассимиляции загрязняющих веществ, поступающих с побережья.

Расчеты коэффициента показали, что арктические моря по ассимилирующей способности берегов относятся к трем классам: с высокой, средней и очень низкой ассимилирующей способностью. При этом Чукотское море характеризуется широким развитием лагунных типов берегов. Во второй группе в Восточно-Сибирском море преобладающими типами выступают осушенные берега; в море Лаптевых – аккумулятивные, абразионно-аккумулятивные, осушенные и дельтовые; в Карском доминируют аккумулятивные и дельтовые. Наименьшими барьерными возможностями характеризуется Баренцево море с протяженной линией абразионных берегов. Устойчивость биоценозов определялась для фоновых условий с учетом видового разнообразия, активности процессов метаболизма, структуры трофических цепей и т. д.

По результатам выполненной экспертной оценки устойчивости арктических морей России к антропогенному загрязнению можно выделить четыре группы бассейнов (табл. 17) по баллам устойчивости: неустойчивые (1,8), малоустойчивые (2,3), относительно устойчивые (2,7) и устойчивые (3,0). Соответственно к первой группе относится Карское море, основные проблемы которого связаны с очень низкой устойчивостью к речному, атмосферному и диффузному загрязнению и с низкими показателями седиментационной емкости морской среды. Во вторую группу вошли моря Лаптевых и Баренцево. Первое характеризуется низкой устойчивостью к потенциальным внешним воздействиям, а Баренцево море – высоким модулем атмосферного загрязнения и низкими показателями ассимиляционной емкости. К третьей группе относится Восточно-Сибирское море, где сбалансированы почти все рассмотренные показатели. Четвертая группа представлена Чукотским морем, отличающимся очень высокими показателями устойчивости к потенциальным антропогенным воздействиям.

Таким образом, ряд устойчивости арктических морей России к антропогенному загрязнению можно представить в следующем виде: Чукотское > Восточно-Сибирское > Баренцево = Лаптевых > Карское. Особое внимание следует обратить на высокую уязвимость экосистемы Карского моря, шельф которого вследствие перспектив на углеводородное сырье в будущем станет объектом народнохозяйственных интересов.

ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ НЕДР ШЕЛЬФА АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

Приступая еще в 60-х годах минувшего века к интенсивному изучению геологического строения и минерально-сырьевого потенциала дна арктических морей, отечественные геологи и геофизики в качестве надежного плацдарма для решения этой сложнейшей проблемы использовали накопленные за предыдущие десятилетия знания по геологии, истории развития и полезным ископаемым прибрежных территорий и островов Советской Арктики, дополненные результатами региональных геофизических съемок, охвативших практически весь арктический шельф. Именно

эга информационная база позволила на рубеже 60–70-х годов обосновать первые высокие прогнозные оценки минерально-сырьевого потенциала недр морей российской Арктики. Это в свою очередь послужило основанием для принятия государственных решений о развороте на шельфе целенаправленных геологоразведочных работ, которые в короткие сроки привели к открытию целого ряда не просто промышленнозначимых, но часто и уникальных объектов – потенциальной основы мирового энергетического и сырьевого рынка будущего.

УГЛЕВОДОРОДНЫЕ РЕСУРСЫ

Первая карта перспектив нефтегазоносности арктического шельфа с подсчетом прогнозных ресурсов (60 млрд т у. т.) была подготовлена НИИГА и представлена Министерству геологии СССР на рубеже 60–70-х годов. По времени это совпало с пиком морской нефтяной активности в передовых странах Запада. Отклик со стороны Министерства последовал весьма оперативно: в 1972 г. было организовано Научно-производственное объединение «Севморгео», состоявшее из НИИ геологии Арктики (позже ВНИИОксангеология) в качестве головной организации и нескольких морских геологоразведочных предприятий нефтегазопроисводственной направленности в Ленинграде, Мурманске и на Дальнем Востоке, оснащенных современными аппаратными комплексами, геолого-геофизическими судами и т. д. Позже тяжелые морские геологоразведочные работы, включая глубокое бурение, были переданы в топливно-энергетические ведомства Советского Союза, получившие к тому времени соответствующий опыт на Каспии и в Мурманске, были созданы специализированные предприятия («Союзморгео», «Севморнефтегеофизика», «Арктикморнефтегазразведка»). В целом цикл работ на нефть и газ, выполненных в 70–80-е годы на континентальном, прежде всего Арктическом шельфе России, можно считать одной из самых ярких страниц в истории геологической службы нашей страны. Основные итоги этих работ:

1. Было доказано, что континентальный шельф России является основным резервом нефтегазодобывающей промышленности страны на ближайшую и отдаленную перспективу, недра содержат 100–120 млрд т углеводородов, из которых более 80 % приходится на долю арктического шельфа.

2. Была открыта и подготовлена к освоению крупнейшая Западно-Арктическая нефтегазоносная провинция (Баренцево с Печорским и Карское моря), недра которой в свою очередь содержат до 80 % ресурсов арктического шельфа России*.

3. В пределах Западно-Арктической провинции было выявлено и разведано 10 промышленных нефтяных, нефте-, газоконденсатных и газовых месторождений (позже к ним прибавилось еще несколько объектов).

За это открытие группе ученых и геологоразведчиков во главе с академиком И. С. Грамбергом в 1995 г. была присуждена Государственная премия России.

Эффективность нефтегазопроисводческих работ на шельфе оказалась исключительно высокой, что обусловлено как богатством недр провинции, так и оптимальной организацией геологоразведочного процесса при ведущей роли научно-исследовательской составляющей. На долю продуктивных скважин для Баренцева моря приходится

* Вероятно, столь большой процент может объясняться несравненно более высокой изученностью акваторий Западной Арктики по сравнению с Восточной, где, в частности, до сих пор не пробурено ни одной скважины.

более 70 %. Прирост запасов на одну скважину достигает 100–150 млн т у. т., а средние запасы на одно морское месторождение почти в 50 раз превышают средние запасы на одно месторождение, открытое в те годы на суше. Эти впечатляющие цифры вполне объяснимы, если учесть, что из десяти месторождений, о которых идет речь, четыре относятся к уникальным, четыре – к крупным и только два – к средним. Наличие месторождений-гигантов (Штокмановское и Ледовое в Баренцевом море, Ленинградское и Русановское в Карском) играет особую роль, обуславливая благоприятные геолого-экономические предпосылки освоения залежей в сложных физико-географических условиях арктических морей.

Важно, что названные высокие результаты были достигнуты сравнительно малыми силами: всего менее 400 тыс. пог. км сейсморазведки и 30–40 буровых скважин. Для сравнения: на континентальном шельфе Норвегии выполнено более 1,7 млн пог. км сейсмопрофилей и пробурено более 700 глубоких скважин, не считая эксплуатационных.

В 90-е годы объемы геологоразведочных работ на арктическом шельфе катастрофически упали. Некоторое оживление намечилось только в самое последнее время. Так, в 2001 г. на Паханческой структуре (Печорское море) на госбюджетные ассигнования была пробурена параметрическая скважина, результаты которой позволяют достаточно высоко оценивать перспективы нижних интервалов разреза осадочного чехла.

Что же касается освоения месторождений, то здесь достаточно красноречивы следующие цифры: на норвежском шельфе время от начала сейсмических работ до начала добычи составило 9 лет, на арктическом шельфе России целенаправленные сейсмические работы ведутся уже 30 лет, первое месторождение (Мурманское газовое) открыто 20 лет назад (в 1984 г.), и проблема освоения месторождений все еще ждет своего разрешения.

Указом Президента России Б. Н. Ельцина от 30.11.92 г. № 1517, вне принятой процедуры лицензирования, АО «Росшельф» РАО «Газпром» было дано исключительное право на разработку Штокмановского газоконденсатного и Приразломного нефтяного месторождений на основе использования потенциала конверсионных предприятий оборонной отрасли. Первоначальной программой АО «Росшельф» планировалось начать разработку Приразломного месторождения еще в конце 90-х годов, а Штокмановского – самом начале 2000-х. (Гарипов, 1998). За прошедшие годы АО «Росшельф» были организованы важные научно-исследовательские, конструкторские, проектные работы. В соответствии с лицензионными обязательствами выполнен серьезный объем разведочных работ, давших значительный прирост запасов промышленных категорий. Так, «Газфлот» – дочерняя компания «Газпрома» – в 1995 г. открыла небольшое по запасам нефтяное месторождение Варандей-море, в 1997 г. – крупное нефтяное месторождение Медыньское-море, а в 1999 г. – еще более значительное Долгинское нефтяное месторождение. Общее количество разведанных месторождений только на Баренцевом (с Печорским) море достигло 14. Однако реальная добыча морской нефти и газа к настоящему моменту не начата.

С целью приближения системы недропользования к условиям складывающейся рыночной экономики в 1994 г. Роскомнедра и Минтопэнерго была совместно разработана и утверждена 11.11.1995 г. Правительством РФ «Концепция изучения и освоения углеводородных ресурсов Баренцевоморской провинции», основанная, впервые в отечественной практике, на принципе свободного привлечения, наряду с государственными недропользователями, широкого круга негосударственных инвесторов, в том числе зарубежных.

С учетом зарубежного опыта «Концепция изучения и освоения углеводородных ресурсов Баренцевоморской провинции» базируется на следующих основных позициях:

1. Федеральная геологическая служба выполняет на акватории только региональные геолого-геофизические исследования, включая параметрическое бурение. Главные цели работ — наращивание нефтегазового потенциала провинции за счет выявления новых промышленно значимых объектов и обеспечение органов государственного регулирования недропользования необходимой информацией об объектах лицензирования.

2. Непосредственно освоение нефтегазовых ресурсов шельфа, включая и поисково-разведочные работы, осуществляется на условиях риска негосударственными недропользователями.

Исходя из принципа привлечения к ресурсной деятельности максимально широкого круга недропользователей, основной формой допуска заинтересованных компаний и организаций к работам по освоению углеводородного сырья на шельфе Баренцева и Печорского морей должен быть открытый конкурс, независимо от форм собственности и государственной принадлежности соискателей.

Наряду с этим предусматривался специфический режим недропользования (закрытый конкурс — только для российских участников) для участков шельфа, являющихся по своим геолого-экономическим или другим параметрам объектами особого государственного интереса.

Исходя из степени подготовленности участков, фазового состояния углеводородов, геолого-экономических показателей, была разработана четырехраундовая программа конкурсов на участки шельфа Баренцева и Печорского морей.

В основу выбора участков положена их экономическая привлекательность для инвесторов, возможно короткий срок освоения ресурсов и степень изученности. Для этих целей в каждом раунде предлагалось выставлять на конкурс не менее двух участков (один из них обязательно на шельфе Баренцева моря). Каждый участок в свою очередь разбивается на блоки, которые выставляются на конкурс отдельно.

Предполагалось, что в случае успешной реализации основных положений «Концепции» будет подготовлена к хозяйственному освоению новая крупная нефтегазовая провинция; ускорены темпы освоения углеводородных ресурсов; увеличены доходы государственного бюджета за счет прямых доходов от продажи энергетического сырья, а также налогов и платежей с негосударственных пользователей; наконец, будут решены обострившиеся социальные проблемы северных территорий и расположенных на них геологоразведочных и родственных им предприятий. Особенно важно сохранение уникального опыта ведения буровых и геофизических работ в условиях арктических морей.

Первый лицензионный раунд по Баренцеву морю состоялся только в апреле 1999 г. На конкурс были представлены участки Колоколморский, Поморский и Медынский-Варандейский. На конкурсе, наряду с российскими госпредприятиями и компаниями, присутствовали представители зарубежных нефтяных фирм из Норвегии и Финляндии. Однако реально участвовали в конкурсе только российские предприятия, и победителем оказалось ГУП «Арктикморнефтегазразведка», которое и получило лицензии на все три участка до 2025 г.

Последующие тендеры пока не состоялись, их проведение сегодня планируется на период до 2010 г.

Очевидно, что освоение богатейших и хорошо подготовленных месторождений Западно-Арктической провинции требует многомиллиардных инвестиций.

Известно, например, что на континентальном шельфе Норвегии работало до 20 транснациональных и иностранных компаний (BP, Elf, Phillips, Esso, Conoco и др.), что позволило привлечь инвестиции до 6–8 млрд дол. в год и самые передовые технологии. Отсутствие западных инвесторов на российском шельфе имеет свои политические, правовые и иные причины, обсуждение которых выходит за рамки нашей работы.

Если же говорить о роли государства в лице его геологической службы в процессе освоения, то самые последние годы дают основания для оптимизма. 27 июля 2001 г. Президентом России В. В. Путиным утверждена «Морская доктрина Российской Федерации на период до 2020 года» – основополагающий документ, определяющий государственную политику страны в области морской деятельности. В доктрине указывается, что «перспектива истощения запасов углеводородного сырья и других минеральных ресурсов на континентальной части предопределяет переориентацию разведки и добычи ресурсов полезных ископаемых на континентальный шельф, а в перспективе и на океанические склоны и ложа океанов». Для реализации изложенной в доктрине национальной морской политики Министерством природных ресурсов России разработана «Долгосрочная программа действий МПР России в части разведки и использования природных ресурсов и обеспечения охраны окружающей среды». Этим документом предусмотрено осуществление в реальные сроки всех главных элементов процесса освоения недр шельфа:

- разработка государственной стратегии недропользования на континентальном шельфе;
- количественная и геолого-экономическая переоценка прогнозных ресурсов;
- геолого-геофизическое изучение зон нефтегазонакопления с целью подготовки участков морского дна для предъявления их на лицензионные конкурсы;
- организация проведения аукционов на право пользования участками недр – ежегодно по 2–3 участка.
- выполнение региональных геолого-геофизических исследований на шельфе арктических и дальневосточных морей с целью наращивания добычного потенциала за счет пока еще не открытых месторождений, главным образом уникальных и крупных.

В 2002 г. Министерством природных ресурсов разработана и утверждена «Программа лицензирования и проведения геологического изучения, разведки и разработки углеводородных ресурсов континентального шельфа северных и дальневосточных морей» на период до 2005 года. Программа содержит характеристику более 40 участков, представляемых на конкурсы и аукционы, предусматривает создание федерального стратегического резерва углеводородного сырья на базе Ледового (Баренцево море), Русановского и Ленинградского (Карское море) газоконденсатных месторождений и предлагает участки для геологического доизучения.

«Энергетическая стратегия России на период до 2020 года», недавно одобренная Правительством Российской Федерации, определяет континентальный шельф в качестве одного из приоритетов развития базы углеводородного сырья. На основе этого принципиального положения МПР России и Минэнерго разработана Единая государственная стратегия изучения и освоения нефтегазового потенциала континентального шельфа, ориентированная как на обоснование путей достижения качественно нового состояния изученности запасов нефти и газа в недрах акваторий, так и на совершенствование механизмов государственной политики недропользования. В процесс освоения углеводородного сырья северо-западного шельфа России вовлекаются такие гиганты, как ОАО «Газпром», НК «Лукойл», НК «Роснефть» и др.

Возвращаясь к геологическим вопросам, отметим, что наиболее крупные приросты запасов нефти и газа в морях Западно-Арктической провинции могут быть получены за счет следующих объектов:

- область мелководья («транзитная зона») Печорского моря, куда непосредственно прослеживаются нефтегазоносные структуры Тимано-Печорской провинции и которую до последнего времени не удавалось изучить ни с суши, ни с моря;

- область регионального выклинивания палеозойских отложений на Кольском шельфе, где вероятно широкое распространение крупных неструктурных «ловушек», могущих содержать залежи нефти и газа;

- область западного платформенного борта Баренцево-Северокарацкого мегапрогиба (грабен-рифта), где развиты крупные сводовые поднятия типа сводов Федынского, Персея и др. Это область по последним данным, по крайней мере последние 250 млн лет, занимала приподнятое структурное положение и, очевидно, служила крупной областью нефтегазосбора. Здесь в терригенно-карбонатном комплексе (C_1 – P_1) прогнозируется существование нефтяных залежей; при этом в связи с размытостью сводов крупных поднятий, возможно, наибольший интерес представляют их периферийные зоны;

- структурные седловины (мегаседловины) в областях сочленения крупных впадин и поднятий;

- область распространения позднепалеозойских клиноформ на Печорском шельфе.

Именно на доизучение этих высокоперспективных объектов и на подготовку в их пределах лицензионных участков ориентируются в основном планируемые геологоразведочные работы в Баренцевом море.

По совокупности имеющихся и новых данных будут переоценены прогнозные ресурсы нефти и газа шельфа моря Лаптевых, обладающего высокими геологическими предпосылками нефтегазоносности.

Принципиально новая для нас исследовательская задача – изучение перспективных осадочных бассейнов континентального склона и подножия Северного Ледовитого океана. Сейчас крупнейшие транснациональные компании интенсивно осваивают, с приемлемым уровнем рентабельности, месторождения на глубинах моря более 1000 м в Мексиканском заливе, на атлантических континентальных окраинах Южной Америки и Африки.

Самостоятельное геополитическое и ресурсное значение имеет проблема обоснования положения внешней границы континентального шельфа России в Северном Ледовитом океане, решаемая в последние годы силами Министерства природных ресурсов и Министерства обороны России на основе «Конвенции ООН по морскому праву 1982 г.». Используя комплекс геологических и батиметрических критериев, предлагается нарастить площадь юридического шельфа России в Арктическом бассейне за пределами 200-мильной исключительной экономической зоны на 1,2 млн км² с прогнозными ресурсами углеводородов от 4,9 до 9,5 млрд т у. т. по разным оценкам. Тем самым готовится новый объект освоения для будущих поколений.

В целом в случае успешной реализации намеченных программных мероприятий недр Баренцева и Печорского морей уже к 2020 году обеспечат существенный процент в общем балансе нефтегазодобычи страны, а в пределах всего арктического шельфа будет сформирована ресурсная база углеводородов, гарантирующая устойчивое развитие ТЭК России на перспективу.

ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Природная ценность минерального сырья в недрах арктических морей оценивается в триллионы долларов США, из них существенный процент приходится на твердые полезные ископаемые. Научно-исследовательские и геологоразведочные работы на твердые полезные ископаемые активно велись с начала 70-х годов целым рядом организаций геологической службы и Академии наук при головной роли НИИГА–ВНИИОкеангеологии. В результате на арктическом шельфе были выявлены крупные запасы и прогнозные ресурсы россыпного золота и олова, образующие россыпные районы и узлы и сконцентрированные как в промышленно значимых и рентабельных уже сегодня для эксплуатации россыпях непосредственно на островах, так и в еще более масштабных по запасам подводных россыпях на шельфе – резерве ближайшего будущего. Крупные коренные скопления полиметаллов, марганца, серебра, флюорита и другого сырья найдены на арктических островах.

Благородные металлы. Имеющиеся данные позволяют высоко оценить перспективы золотоносности открытой ВНИИОкеангеологией Таймыро-Североземельской провинции с рядом коренных и россыпных месторождений на архипелаге. Провинция сопоставима с известными крупными золоторудными провинциями (Грамберг, Додин, 1989; Иванова, Ушаков, 1998). Наиболее перспективным для освоения является Вилькицкий рудно-россыпной район, расположенный на юге о. Большевик и на северном окончании п-ова Таймыр.

Рентабельными для обработки являются промышленные россыпи золота на о. Большевик, ресурсы которых составляют первые десятки тонн металла, больше половины из которых подтверждены запасами категорий C_1 и C_2 .

С разработки месторождений золота на о. Большевик и началось в 80-е годы освоение твердых полезных ископаемых шельфа. Были отработаны россыпные аллювиальные месторождения на реках Студеная, Лагерная и Голышва, в общей сложности добыто более 2 т металла. На п-ове Челюскин, являющемся южным продолжением Таймыро-Североземельской золотоносной провинции, старательским методом было добыто около 80 кг золота. Полученный положительный опыт освоения этих месторождений свидетельствует о том, что достаточно крупные и рентабельные к отработке горнорудные объекты шельфа могут быть востребованы инвесторами в обозримом будущем, особенно если учесть выгодное географическое положение рудно-россыпного узла на трассе Северного морского пути.

Наращивание золоторудного потенциала Северной Земли будет происходить за счет россыпей мелководного шельфа в юго-восточной части о. Большевик, где в поле развития золото-черносланцевой и золото-кварцевой формаций, в особенности на участках их пространственного совмещения, есть предпосылки открытия нескольких месторождений – одного крупного, типа Сухой Лог, одного среднего с крупным золотом типа Каральвеем и двух-трех мелких, с общими оценочными ресурсами металла в первые сотни тонн.

Цветные металлы. Чрезвычайный интерес представляет Павловское свинцово-цинковое месторождение на Новой Земле, прогнозные ресурсы которого составляют миллионы тонн свинца и цинка, сотни тонн серебра. Не менее существенно и наличие здесь другого объекта – Северного рудного поля, представляющего собой фактически природный рудный концентрат со средним содержанием цинка 45–58, свинца – 10–30 % и высокими концентрациями серебра, германия, кадмия, таллия, галлия. Отработка этих объектов по аналогии с расположенными в более высоких широтах Канадской Арктики месторождениями Нанисивик и Поларис (Нассичук,

1994) и строительство здесь современной обогатительной фабрики, сходной с таковой на Аляске (крупнейшее мировое месторождение полиметаллов Рэд-Дог), вполне реальны.

В 2001 г. обладатель лицензии на разведку и опытную эксплуатацию «Первая горнорудная компания» (Россия) произвела подсчет запасов Павловского месторождения по категории C_2 . Запасы приняты государственным комитетом по запасам и соответствуют категории крупного месторождения.

Освоение недр Новой Земли в значительной мере облегчается благодаря созданной в прошлые годы инфраструктуре ядерного полигона, включающей морские причалы, аэропорт, шоссейные дороги и жилые поселки. Значительные прогнозные ресурсы полиметаллов Безымянского рудного узла и запасы марганцевых руд, расположенные также на о. Южный, при практически неограниченных энергоресурсах газоконденсатных месторождений на прилегающем шельфе Баренцева моря, являются надежной основой для создания нового Баренцево-Новоземельского марганцево-полиметаллического горнопромышленного комплекса.

Результаты геологосъемочных работ, выполненных за последние десятилетия Полярной морской геологоразведочной экспедицией (ПМГРЭ) при участии ВНИИОкеангеология, свидетельствуют о возможностях значительного расширения ресурсного потенциала Новой Земли по полиметаллам и марганцу, а также по ряду других видов полезных ископаемых.

На арх. Новосибирские острова ведущим видом полезных ископаемых является олово. Основные его концентрации, как россыпные, так и коренные, сосредоточены на о. Б. Ляховский и прилегающих акваториях, образуя Ляховский оловоносный район. Промышленное значение имеют россыпные месторождения, расположенные на севере о. Бол. Ляховский и на акватории прол. Этерикан. Они разведаны по категории C_2 и по запасам относятся к крупным. Самое богатое из них – россыпное поле Куттинское с запасами, оцениваемыми в десятки тысячи тонн металла. Из трех главных месторождений два расположены на шельфе, что определяет горно-технологические условия их отработки: на островной суше (месторождение Малая Кутта и россыпи Куттинского поля) – традиционными методами, а на акватории (месторождения Боруога и Западное) – с помощью плавучего горно-обогатительного комбината. Более перспективным представляется последовательное освоение морских россыпей единым плавучим добычным агрегатом. При этом перечень оловоносных объектов может быть дополнен морскими россыпями Ванькиной и Чаунской губы. Перспективны для прироста запасов олова многочисленные коренные проявления олова на севере о. Бол. Ляховский.

Новосибирские острова располагают рядом крупных месторождений других видов полезных ископаемых, важнейшими из которых являются каменные угли на о. Котельный и бурые – на о. Новая Сибирь. Сочетание природного источника энергетического сырья с самым дешевым, карьерным типом потенциальной отработки и прогнозными ресурсами в миллиарды тонн позволяет прогнозировать на Новосибирских островах образование крупного горнопромышленного района. Кроме добычи олова в попутную отработку могут быть вовлечены крупнейшие в мире россыпи мамонтовой кости (бивни).

Черные металлы. Крупные (миллиарды тонн) ресурсы марганца установлены на о. Южный арх. Новая Земля. Определенная часть их связана со сплошными пирролизит-псиломелановыми рудами (25–30 %) в Рогачевско-Тайнинском районе. С этим типом руд должны быть связаны все дальнейшие перспективы работ на марганец в европейской части России. Сплошные пирролизит-псиломелановые руды

будут отработаны в первую очередь. Освоение запасов карбонатных руд, которые составляют 70–75 % месторождения, при рентабельной технологии обогащения может обеспечить страну марганцем более чем на 100 лет.

Алмазы. Имеющийся материал по алмазности акватории Горла Белого моря, Чешской губы и прибрежной зоны Онежского полуострова свидетельствует о целесообразности выполнения здесь поисково-оценочных работ масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000 с целью обнаружения россыпных месторождений. Вероятность существования их высока, так как на примыкающей суше располагается высокоалмазная Архангельская кимберлитовая провинция.

Перспективы освоения недр арктических морей не ограничиваются экономической зоной и территориальными водами Российской Федерации. Одним из важных ресурсных объектов является Шпицберген, расположенный на северо-западном замыкании Баренцево-морского шельфа. Исторически сложилось так, что архипелаг и прилегающий к нему шельф находятся под суверенитетом Норвегии, но с правами государств, подписавших международный договор по Шпицбергену в 1920 г., осваивать недра этого региона, Россия унаследовала права СССР по Шпицбергену и в настоящее время добывает на архипелаге каменный уголь, выполняет геологосъемочные и поисковые работы. В результате многолетних усилий российских геологов здесь был открыт ряд новых проявлений каменного угля, жидких и газообразных углеводородов, фосфоритов, барита, цветных металлов, золота и камнесамоцветного сырья. Многие из них после проведения дополнительных исследований могут быть переведены в разряд месторождений.

Несмотря на сложную экономическую ситуацию в стране, освоение потенциала недр арктического шельфа продолжается, и этот процесс, по-видимому, уже нельзя остановить. После нескольких лет разрушительных реформ государственная геологическая служба России вновь берет в свои руки весь цикл, начиная с регионального изучения новых районов, и будет осуществлять на шельфе полномасштабные геологоразведочные работы, обеспечивая тем самым как прирост запасов полезных ископаемых, так и планомерную подготовку для лицензионных конкурсов (аукционов) экономически привлекательных блоков. В этом случае государство приобретает право участвовать в уставном капитале добычных предприятий в размере стоимости результатов прогнозных, геологосъемочных и поисковых работ, выполненных государственной геологической службой и обеспечивших открытие разрабатываемого месторождения.

Поскольку освоение недр шельфа должно базироваться на принципе паритета между требованиями экономической эффективности недропользователя, с одной стороны, и экологической безопасности – с другой, с целью получения необходимой исходной информации, обеспечивающей рациональное недропользование, государственная геологическая служба должна проводить опережающие целенаправленные геоэкологические исследования, включающие экологическую паспортизацию ресурсных объектов.

Завершая чтение этой книги, читатель может мысленно окинуть единым взглядом все, что достигнуто за полвека работ по изучению геологии и минерального сырья арктической континентальной окраины России. При этом он с удовлетворением отметит, что, несмотря на сложности и преграды, связанные в первую очередь с перестройкой социально-экономического уклада страны, сделано и достигнуто немало.

Впервые в рамках единой монографической работы дается последовательное системное описание геологического строения и полезных ископаемых акватории морей российской Арктики. Если в предшествующей обобщающей работе «Моря Советской Арктики», изданной в 1984 г., ведущую роль играли экстраполяции геологических данных на акваторию с островов и побережья, а также теоретические реконструкции, то в настоящей книге на первый план вышел прямой геологический и геофизический материал. Естественно, степень детальности и достоверности описания неодинакова для всей рассматриваемой площади и находится в прямой зависимости от уровня геолого-геофизической изученности. Так, для Баренцево-Северокарского и Южно-Карского субмаринных седиментационных бассейнов, где выполнен существенный объем геологоразведочных работ на нефть и газ, характер описания геологического строения близок к таковому для платформенных районов суши. В частности, материалы глубокого бурения, выполненного непосредственно на акватории, позволили дать реальную стратиграфическую и литологическую характеристику разреза осадочного чехла бассейнов, на которой базируются и все последующие тектонические и геоисторические построения. Ресурсная составляющая для Западно-Арктической нефтегазоносной провинции рассмотрена на пообъектном уровне, т. е. на уровне конкретных, подготовленных к освоению месторождений.

В то же время для Восточной Арктики, где до сих пор не пробурено ни одной морской скважины, представления о строении чехла седиментационных бассейнов по-прежнему держатся на интерпретации геофизических данных и на умозрительных экстраполяциях с суши, что в свою очередь допускает и неоднозначность представлений о механизме и истории формирования бассейнов. Отсутствие прямых свидетельств существования серьезных скоплений углеводородов заставляет рассматривать проблему нефтегазоносности бассейнов Восточной Арктики только на уровне регионального прогноза с помощью испытанного метода аналогий. Тем не менее, необходимо подчеркнуть, что и по Восточной Арктике степень обоснованности как общегеологических, так и ресурсных построений в данной книге несравненно выше, чем в работе 1984 г., так как она базируется на значительном объеме новых работ, включающих и сейсморазведку.

Существенный прогресс достигнут и в теоретическом осмыслении проблем геологии и минерального сырья акватории арктических морей России. В рамках концепции стадийного развития океанов, предложенной академиком И. С. Грамбергом, континентальные окраины Северного Ледовитого океана, находящегося на ранней стадии формирования, обширны по площади и заняты преимущественно доокеаническими осадочными бассейнами, унаследованными от предшествующих (палеозой – мезо-

зой) этапов тектонического развития, что и обуславливает широкий стратиграфический диапазон их нефтегазоносности.

Обширные материалы, вовлеченные в исследование, в целом подтверждают давно развиваемые Ю. Е. Погребницким представления о том, что Арктическая геопрессия в течение последних 250 млн лет эволюционировала как автономная геодинамическая система с циркумполярной зональностью. Одновременно новые данные с очевидностью показывают, что полукольцо шельфовых седиментационных бассейнов, обрамляющее глубоководное океаническое ядро от Скандинавии до Чукотки, далеко не однородно на своем протяжении. Бассейны формировались как индивидуальные подсистемы, различающиеся по времени заложения, характеру фундамента, способам структурообразования и т. д. Совокупность этих черт, четко проявляющаяся в особенностях физических полей, позволила выполнить геодинамическое районирование арктической континентальной окраины, разделив ее на три главных элемента: Западно-Арктический сектор – море Лаптевых как пограничная структура – Восточно-Арктический сектор. Различия между этими областями очевидны и связаны в первом приближении с тем, что соответствующие части арктической континентальной окраины развивались сопряженно с прилегающими океаническими суббассейнами – Евразийским и Амеразийским, имеющими различное происхождение и историю формирования. Последняя проблема еще хранит множество загадок. Чтобы понять до конца глубинные причины и механизм образования различий между главными геодинамическими областями арктической континентальной окраины, необходимо реконструировать в целом весь процесс развития системы океаническое ядро – континентальная окраина (не забывая и об арктической суше). Тем самым намечается магистральный путь дальнейшего движения геологической мысли, обещающей серьезные фундаментальные открытия, включая и ответ на вопрос: чем и почему арктическая континентальная окраина отличается от типовой пассивной окраины атлантического типа?

Наконец, главной ресурсный вывод из настоящей работы: будучи основным звеном глобального Арктического пояса нефтегазоносности, шельф морей российской Арктики содержит 80–85 % всех углеводородных ресурсов континентального шельфа России, в недрах которого, по единому мнению специалистов, заключен основной (а в дальнейшем – и единственный) резерв углеводородного сырья России на XXI столетие и дальнейшую перспективу. Для него характерны такие весьма благоприятные показатели, как огромный общий масштаб ресурсов, высокая площадная продуктивность и наличие (точнее, преобладание) уникальных и крупных месторождений. Строго говоря, названные параметры пока можно отнести только к шельфу Баренцева и Карского морей, где открыта и подготовлена к освоению крупнейшая Западно-Арктическая нефтегазоносная провинция (этот факт официально подтвержден Государственной премией Российской Федерации). В то же время в Центральной и Восточной Арктике фактически не завершен даже региональный этап исследований, поскольку бурение глубоководных скважин не производилось. Здесь оценены только прогнозные ресурсы, причем с невысокой степенью достоверности. Таким образом, если в Западной Арктике дальнейшей главной практической задачей является промышленное освоение уже подготовленных объектов, то на востоке (начиная с моря Лаптевых) дело упирается в бурение первых опорно-параметрических скважин для получения достоверной информации о строении осадочного чехла и подтверждения реальности процесса нефтегазообразования.

Одновременно шельф арктических морей России содержит промышленно-значимые скопления россыпного золота и олова, а на островной суше выявлены круп-

ные концентрации руд полиметаллов и марганца, перспективные проявления других твердых полезных ископаемых. Важно, что во многих случаях коренные и россыпные проявления (месторождения) твердых полезных ископаемых расположены в пространственной близости к шельфовым месторождениям нефти и газа, что создает хорошие предпосылки для их комплексного освоения.

Это дает основание надеяться, что в недалеком будущем акватория арктических морей России превратится в арену активного и экологически грамотного освоения недр в интересах грядущих поколений граждан нашего отечества.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН РОССИИ

В настоящее время господствующим является представление о возникновении океанов в результате рифтогенеза и раздвига земной коры, о масштабных горизонтальных перемещениях континентальной коры, о погружении более тяжелой океанической коры под континенты (субдукция), о закрытии одних океанов и возникновении других.

Наряду с представлениями о глубокой древности оксанообразования существует и иная точка зрения, согласно которой океаны – относительно молодые образования, свойственные мезозойско-кайнозойскому этапу тектонического развития Земли, о чем свидетельствует повсеместно молодой возраст базальтового основания океанических структур.

Каждая из этих концепций имеет свои сильные стороны, чем и обусловлено их достаточно продолжительное альтернативное существование.

На сегодня накопился обширный материал, характеризующий геологическое строение океанов Земли. Он, разумеется, неодинаков, если иметь в виду полноту характеристики особенностей строения каждого из океанов. Тем не менее, уже сейчас очевидны не только сходство в их геологическом строении, но и существенные различия. Они относятся к разным аспектам геологии океанов, их морфологии, особенностям физических полей, глубинной структуре, составу осадочных пород, интенсивности вулканических процессов и минерагении. С чем связаны эти различия? Ответ на этот вопрос чрезвычайно важен, так как он тесно связан с проблемой происхождения океанов.

Установление индивидуальных черт геологического строения океанов Земли представляется важной задачей и для практической геологии, нацеленной на поиск, оценку и освоение минеральных ресурсов Мирового океана.

Прежде всего различия в морфологии и геологическом строении океанов могут быть следствием разных путей их образования, т. е. отсутствия единого механизма их формирования. Но тогда как же объяснить ту несомненную геологическую общность всех океанов Земли, о которой уже говорилось?

Нельзя исключать того, что большая роль в этих различиях может принадлежать конкретным геологическим условиям, в которых закладывались и развивались океаны, и что специфические особенности их геологического строения определяются положением океанов на планете, характером континентального обрамления, различной интенсивностью подкоровых процессов и воздействия планетарных сил.

И все же сравнительная геология океанов, по мнению авторов, приводит к выводу, что основные различия в морфологии и геологическом строении современных океанов Земли определяются разным возрастом океанов и соответственно их нахождением на различных стадиях развития.

ЭВОЛЮЦИОННЫЙ РЯД ОКЕАНОВ ЗЕМЛИ И ИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН (КОНЦЕПЦИЯ СТАДИЙНОГО РАЗВИТИЯ ОКЕАНОВ)

Хотя у исследователей океанов Земли нет единодушия в определении времени возникновения океанических впадин, очевидными представляются их возрастные различия. Несомненные признаки обновления океанического дна являются фактором, затрудняющим установление времени первоначальных фаз формирования дна океанических впадин. Поэтому восстановление ранней истории наиболее древнего (по мнению большинства исследователей) Тихого океана представляет сложную задачу, при решении которой приходится учитывать возраст и строение побережий, вещественный состав и фациальный профиль наиболее древних слоев океанического осадочного чехла, скорость спрединга, масштаб вулканизма и многое другое. По совокупности этих данных большинство исследователей считает, что Тихий океан в качестве Прапацифики существовал уже в палеозое.

Мезозойский возраст Индийского и Атлантического океанов достаточно очевиден, поскольку их геологическая история сейчас восстановлена с большей достоверностью (Левитан, 1984; Тимофеев, Еремеев, 1987).

Наиболее молодым, кайнозойским, является Северный Ледовитый океан, о чем свидетельствуют данные геолого-геофизических исследований структур океанического дна, осадков и вулканогенных пород, а также анализ геологической истории океанических впадин и побережий.

Устанавливается своеобразная зависимость между возрастом океанов (их зрелостью) и возрастом осадочных бассейнов и их континентальных окраин -- чем древнее океан, тем моложе осадочные бассейны, свойственные его континентальным окраинам. Так, осадочные бассейны активных окраин наиболее древнего Тихого океана, пользующиеся там наибольшим развитием, имеют в основном кайнозойский возраст. Осадочные бассейны континентальных окраин Атлантического и Индийского океанов в основном синхронны самим океанам, т. е. являются мезозойскими, а на обширных пассивных континентальных окраинах кайнозойского Северного Ледовитого океана широко развиты осадочные бассейны палеозойско-мезозойского возраста, унаследованные от предшествующего этапа тектонического развития и явно более древние, чем сам океанический бассейн.

По-видимому, можно говорить о трех стадиях развития осадочных бассейнов шельфовых континентальных окраин океанов. На ранней стадии формирования океанов (Северный Ледовитый океан) они еще не имеют собственных осадочных бассейнов или последние крайне слабо развиты и приурочены к континентальному склону, к области лавинной седиментации. Шельфовые окраины обширны по площади, но представлены осадочными бассейнами, унаследованными от предшествующих этапов тектонического развития и, следовательно, древнее самого океана.

На стадии зрелого океана осадочные бассейны в основном синхронны самому океану (Атлантический и Индийский океаны). Осадочные бассейны предшествующих этапов тектонического развития либо разрушены в результате деструкции побережий океанов, либо ассимилированы вновь формирующимися осадочными бассейнами, синхронными океану.

Преимущественное развитие активных окраин в древнем океане (Тихий океан) создает специфическую тектоническую обстановку, в которой осадочные бассейны становятся короткоживущими. Обновление активных окраин в геологическом мас-

пшабе времени идет сравнительно быстро. Поэтому возраст большинства осадочных бассейнов кайнозойский, преимущественно неогеновый. Скорость осадконакопления высокая, соответственно мощность осадочного чехла весьма значительна (до 8–10 км). Состав осадков специфичен за счет вулканической составляющей. Наряду с песчано-глинистыми широко развиты кремнистые и туфогенные породы, рассеянное органическое вещество имеет преимущественно сапропелевый характер. Благодаря повышенному тепловому потоку преобразование его в углеводороды (в том числе жидкие) идет относительно быстро, поэтому даже на ограниченных глубинах устанавливаются нефтяные залежи. Месторождения нефти и газа осадочных бассейнов активных окраин, благодаря хорошим коллекторским свойствам слагающих пород, дают крупные дебиты нефти и газа при добыче.

Таковы месторождения осадочных бассейнов залива Кука, Санта-Мария и Санта-Барбара-Вентура на западной окраине Северной Америки, Сахалина и присахалинского шельфа на Тихоокеанском побережье России, месторождения шельфовых бассейнов Юго-Восточной Азии (Бохайского залива, Северо-Яванского, Саравакского и Филиппинского архипелагов).

Основной особенностью, ограничивающей потенциальную нефтегазоносность осадочных бассейнов активных окраин, является кратковременность их существование по сравнению с бассейнами пассивных окраин. В результате эти месторождения обычно представлены одним этажом нефтегазоносности и по общим запасам существенно уступают месторождениям пассивных окраин. Месторождения-гиганты среди них крайне редки.

Осадочные бассейны пассивных окраин Атлантического и Индийского океанов, как уже отмечалось, несут черты унаследованности от более ранних этапов тектонического развития, хотя в основном переработаны в процессе деструкции континентальных окраин и смещены в сторону континентального склона, захватывая иногда и ложе океана. Они частично сохраняют месторождения, отвечающие раннему этапу формирования окраин, и наращивают нефтегазовый потенциал за счет кайнозойского комплекса осадков. Большинство месторождений осадочных бассейнов Атлантической и Индийской континентальных окраин имеет двухъярусное строение, причем чаще всего скопления углеводородов приурочены к нижнему рифтогенному структурному этажу нефтегазоносности, хотя известны и в верхнем поздне меловом – кайнозойском комплексе осадков.

В Атлантическом океане к числу таких осадочных бассейнов относятся Норвежский и Восточно-Шотландский бассейны Северного моря, Нижнесирийский и Кванза-Камерунский осадочные бассейны западного шельфа Африки, бассейн Большой Ньюфаундленской банки на восточном побережье Северной Америки, нефтегазоносные бассейны Мексиканского залива, бассейны Сержипи-Алагоас и Реконкаво-Тукано на шельфе и континентальном склоне атлантической окраины Южной Америки.

В Индийском океане необходимо упомянуть нефтегазоносные бассейны Индостана (Камбейский и Бомбейский) и бассейны индостанской окраины Австралии (Броуз и Бонапарт).

Отличительной чертой нефтегазоносных осадочных бассейнов континентальных окраин Индийского океана является более широкий стратиграфический диапазон осадочных толщ и менее четкое, чем в Атлантическом океане, деление их на рифтогенный и койлогенный структурные этажи.

Нефтегазовый потенциал континентальных окраин Атлантического и Индийского океанов значительно выше, чем окраин Тихого океана.

Сравнительный анализ показывает, что есть очевидная зависимость между масштабом нефтегазоносности континентальных окраин океанов и стадией их развития, или «уровнем геологической зрелости».

Благодаря своей большой тектонической активности океан по отношению к континентальным окраинам проявляет себя как разрушающее и создающее начало. Результат преобразовательных процессов – активные окраины наиболее древнего Тихого океана, существенно переработанные осадочные бассейны пассивных континентальных окраин Индийского и Атлантического океанов и слабо затронутые процессами деструкции осадочные бассейны пассивных окраин Северного Ледовитого океана.

Наименьший нефтегазовый потенциал имеют осадочные бассейны континентальных окраин наиболее древнего (палеозойского) Тихого океана. Как уже отмечалось, главная причина этого в преобладании в его континентальном обрамлении активного типа континентальных окраин, в их постоянном обновлении и геологической кратковременности существования осадочных бассейнов.

Континентальные окраины мезозойских океанов (Индийского и Атлантического) в основном относятся к пассивному тектоническому типу окраин, однако сейчас уже хорошо известно, что эта «пассивность» весьма относительна. Особенности тектонического строения осадочных бассейнов этих океанов свидетельствуют об их существенной перестройке, о частичном разрушении осадочных бассейнов, унаследованных от предыдущего этапа тектонического развития, и образовании новых наложенных осадочных комплексов, отвечающих по возрасту времени становления океанов. Нефтегазоносность этих бассейнов в большинстве случаев связана с нижним структурным этажом, поскольку вышележащий комплекс осадков отличается недостаточной мощностью, часто лишен надежных покровов, а нефтегенерирующие комплексы еще не вошли в главную зону нефтеобразования.

Масштаб нефтегазоносности осадочных бассейнов мезозойских океанов (Атлантического и Индийского) существенно больше, чем у континентальных окраин Тихого океана.

Континентальные окраины кайнозойского Северного Ледовитого океана претерпели наименьшие структурные преобразования. Осадочные бассейны, унаследованные от предшествующего этапа тектонического развития, в основном сохранились. Обновленные осадочные бассейны, в которых кайнозойский комплекс осадков (синхронных океану) имеет значительную мощность, известны лишь на континентальном склоне Евразийской глубоководной впадины Северного Ледовитого океана и на перехваченных у Тихого океана осадочных бассейнах Американо-Азиатской глубоководной впадины. Структурная многотажность и относительная сохранность осадочных комплексов континентальных окраин Северного Ледовитого океана определяют широкий стратиграфический диапазон их нефтегазоносности. Нефтегазоносными являются отложения палеозоя, мезозоя и даже кайнозоя, а число нефтегазоносных этажей в некоторых осадочных бассейнах (Баренцево-морский осадочный бассейн) доходит до трех–четырех.

Подводя итоги общей сравнительной характеристики осадочных бассейнов континентальных окраин современных океанов, очень важно подчеркнуть зависимость между временем становления и уровнем «зрелости» океанов и особенностями их строения, а также масштабом нефтегазоносности свойственных им осадочных бассейнов.

В свете этой зависимости понятнее становится относительно ограниченный нефтегазовый потенциал осадочных бассейнов активных окраин Тихого океана. су-

щественно большие масштабы нефтегазоносности континентальных окраин Индийского и Атлантического океанов и аномально крупные скопления нефти и газа в осадочных бассейнах континентальных окраин Северного Ледовитого океана.

ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ АРКТИЧЕСКОЙ ПАССИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ РОССИИ

Современная циркумполярная структура Арктики достаточно очевидна. В центре ее располагаются глубоководные впадины, следующие ступени составляют континентальный склон и континентальные окраины, далее идут горные сооружения, на том или ином расстоянии отстоящие от океанических впадин, но в общем конформные их окраинам. Представление о том, что современная арктическая циркумполярная геодинамическая система представляет собой гигантский нефтегазоносный супербассейн, была высказана впервые в 1983 г. на Мировом нефтяном конгрессе в Лондоне (Arctic oil..., 1983). В настоящее время это представление находит подтверждение в новых геологических материалах и тех открытиях нефтяных и газовых месторождений, которые сделаны за последние годы.

В пределах арктической континентальной окраины России развиты четыре типа осадочных бассейнов, три из которых унаследованы от предшествующего этапа тектонического развития и имеют преимущественное распространение на обширных пространствах российской Арктики:

- во-первых, вовлеченные в оксанообразование и претерпевшие деструкцию платформенные структуры (Баренцевский и Карский осадочные бассейны);

- во-вторых, мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны, сформировавшиеся на складчатом основании и вовлеченные в погружение до достижения ими платформенного состояния (осадочные бассейны Восточно-Сибирского и Чукотского морей). Судя по времени проявления складчатости (граница K_1 – K_2) и стратиграфическому объему койлогенного чехла (K_2 – K_3), эти бассейны, ранее принадлежавшие к Тихоокеанской континентальной окраине, были перехвачены формирующимся кайнозойским Северным Ледовитым океаном и вошли в состав его континентального шельфа;

- третий тип является уникальным, поскольку представлен единственным на арктической континентальной окраине осадочным бассейном моря Лаптевых. Фундамент его гетерогенен, а сам бассейн имеет центриклинальную структуру, раскрытую в сторону океана. По мнению большинства исследователей, такой структурой бассейн обязан процессам океанского рифтогенеза, связанным с ортогональным сочленением срединно-океанического хр. Гаккеля и арктической континентальной окраины;

- четвертый тип осадочных бассейнов имеет крайне ограниченное распространение и приурочен к континентальным склонам глубоководных впадин. Молодой койлогенный осадочный чехол этих бассейнов отвечает времени становления глубоководных впадин Северного Ледовитого океана. К числу таких осадочных бассейнов относятся примыкающий к Норвежской глубоководной впадине Западно-Шпицбергенский прогиб (грабен) и недавно установленный осадочный бассейн на континентальном склоне Норвежской глубоководной впадины.

Для первой группы бассейнов характерны структурная многоярусность, большая мощность осадочного чехла, широкий набор осадочных формаций – карбонат-

ных, терригенно-карбонатных, терригенных и галогенных, а также широкий стратиграфический диапазон нефтегазоносности. Месторождения нефти и газа, а также нефтегазопроявления разного масштаба установлены в отложениях от палеозоя (девон, карбон, пермь) до кайнозоя (палеоген). Структурно открытые месторождения приурочены к подводному продолжению Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, Южно-Баренцевской впадине и Штокмановско-Лунинской седловине, а также к крупным антиклинальным поднятиям в Южно-Карской впадине. При общем весьма ограниченном количестве законченных строительством буровых скважин (менее 40) число открытых месторождений весьма значительно (12 на 1 января 1999 г.), что является наиболее ярким показателем высокой перспективности осадочных бассейнов первой группы. Присутствие в общем комплексе месторождений углеводородов месторождений-гигантов Штокмановского и Ледового следует рассматривать как важную особенность этих окраин. Более позднее по времени открытие гигантских газоконденсатных месторождений в Карском море (Ленинградское и Русановское) закрепляет представление о масштабности скоплений углеводородов на Западно-Арктическом шельфе России.

Нефтегазоносность второй группы осадочных бассейнов изучена недостаточно. Потенциальные запасы их оцениваются относительно скромно. Перспективы нефтегазоносности по аналогии с более изученными разновозрастными отложениями северного побережья Аляски в основном связываются с позднемеловым – кайнозойским осадочным комплексом, мощность которого в Новосибирской впадине и Южно-Чукотском прогибе достигает 5–6 км. Большей мощностью осадочного чехла отличаются лишь срединные массивы, но слагающий их комплекс осадочных образований более дислоцирован.

Сравнительно узкий стратиграфический диапазон осадочного чехла (K_2-K_z), ограниченная мощность отложений и структурная одноярусность являются главными причинами того, что по прогнозным запасам осадочные бассейны этой группы существенно уступают Баренцеву и Карскому морям.

Осадочный бассейн моря Лаптевых (третья группа) имеет сложное строение, обусловленное его структурной приуроченностью к области тройного сочленения платформенных образований Восточной Сибири, складчатых структур Северо-Востока Евразии и срединно-океанического хр. Гаккеля. Процессы рифтогенеза, проявившиеся в области ортогонального сочленения хр. Гаккеля и континентальной окраины, определили центриклинальную структуру северной окраины моря Лаптевых, открытую в сторону Северного Ледовитого океана. Эта окраинная часть осадочного бассейна моря Лаптевых достаточно обособлена и имеет клавишную структуру (чередование грабенов и горстовых поднятий), очень напоминающую по своему тектоническому строению и стратиграфическому диапазону структуру койлогенных образований (K_2-K_z) Восточно-Шотландского осадочного бассейна Северного моря, обладающего особенно значительным нефтегазовым потенциалом.

Другой предположительно высокоперспективной на нефть и газ областью является юго-восточная окраина моря Лаптевых, где по результатам сейсмических исследований устанавливается древняя дельта Лены, смещенная по отношению к современной дельте на восток, с мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом мощностью 5–6 км.

Западная часть бассейна моря Лаптевых отличается особенно большой мощностью (до 10 км и более) осадочного чехла. До последнего времени она рассматривалась как область развития платформенных образований Сибирской платформы. Однако последние геофизические наблюдения допускают более широкое развитие

раннемеловых складчатых структур, чем это считалось ранее. Тем не менее, при любой трактовке большая мощность осадочного чехла позволяет надеяться на возможность открытия здесь скоплений углеводородов. Определенные перспективы можно связывать и с наложенными структурами типа Усть-Ленского грабена, выполненного, как предполагается, кайнозойскими осадками.

Четвертый тип осадочных бассейнов пассивной континентальной окраины Северного Ледовитого океана, как уже упоминалось, установлен сравнительно недавно. Изучение их находится на ранней стадии и крайне затруднено сложной ледовой обстановкой высоких широт.

Наибольший объем информации имеется по осадочному бассейну, приуроченному к зоне перехода от Баренцево-Карской континентальной окраины к Норвежской и Гренландской глубокоководным впадинам. Акустический фундамент осадочного бассейна (Поморский прогиб), представленный зоной деструкции континентальной коры и океаническими платобазальтами, погружен на глубину до 10 км. Разрез Поморского осадочного бассейна состоит целиком из эоцен-четвертичных терригенных отложений. О возможной нефтегазонасности осадочного бассейна свидетельствуют большая мощность отложений, чередование в разрезе комплексов осадков высокого и низкого стояния уровня моря (песчаные и глинистые фации) и широкое развитие дельтовых и авандельтовых образований. Важным признаком возможной нефтегазонасности осадочного чехла Поморского прогиба можно считать нефтепроявления и ограниченные по масштабу притоки углеводородного газа, установленные при изучении палеогеновых отложений Западно-Шпицбергенского прогиба.

ОСАДОЧНЫЕ БАСЕЙНЫ ТИХООКЕАНСКОЙ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ РОССИИ

Тихоокеанская окраина России является частью Тихоокеанского подвижного кольца, включающего кроме нее Юго-Восточную Азию, ее архипелаги, северное побережье Австралии и Новой Зеландии, а также континентальные окраины Южной и Северной Америки. Хотя в основном эти побережья и окраинные моря относятся к активному типу окраин, они заметно отличаются на западе и востоке по своему тектоническому строению, в связи с чем принято различать:

- островодужный тип активных окраин, к которому относится Тихоокеанское побережье России и Юго-Восточной Азии;

- активные окраины коллизионного типа, лишенные островных дуг, в связи с чем океанические плиты и континенты находятся в непосредственном контакте, как это имеет место у протяженного западного побережья Америки.

Осадочные бассейны активной континентальной Тихоокеанской окраины России многочисленны, разнообразны по тектоническому строению и с трудом поддаются типизации. Формирование их проходило на фоне конвергенции континентальных и океанических плит, коллизии, мезозойско-кайнозойской складчатости и в конечном итоге наращивания материковой окраины. Рифтогенез, надвиговые и сдвиговые перемещения и интенсивный вулканизм необычайно осложнили общую структуру Тихоокеанской окраины России.

Обычно при нефтегеологическом районировании здесь выделяют две крупные нефтегазонасные провинции – Охотскую, охватывающую осадочные бассейны Охот-

ского моря и прилегающей суши, и Притихоокеанскую, с осадочными бассейнами, открывающимися в Берингово море и Тихий океан.

Большей части Охотского моря свойственна сравнительно мощная кора континентального типа, что, по мнению ряда исследователей (Нефтегазоносные бассейны..., 1998; Нефтегазоносность России, 1997), указывает на ранний этап преобразований структуры фундамента бассейна, когда процессы рифтогенеза не получили еще значительного развития. Считается, что на той же стадии развития находится Восточно-Китайское море, в отличие от Японского и особенно Южно-Китайского краевых морей, где рифтогенез и растяжение проявились значительно интенсивнее.

Сравнительно невысокий уровень переработки земной коры обусловил элемент унаследованности в тектоническом развитии осадочных бассейнов Охотского моря, отличающихся большим структурным разнообразием. По геодинамической принадлежности здесь устанавливаются рифтогенные Северо-Охотский и Западно-Охотский осадочные бассейны, а также преддуговые Северо-Восточно-Сахалинский и Малокурильский, задуговые – Западно-Камчатский, Центральнo-Охотский, Южно-Охотский и Западно-Сахалинский и, наконец, междуговой Южно-Сахалинский бассейны.

Фундамент осадочного выполнения Охотского моря крайне неоднороден. В составе его протерозойский (?) Охотский срединный массив, герциниды Монголо-Охотской складчатой системы, мезозойды Верхояно-Колымского пояса, поздние мезозойды Сихотэ-Алиня и позднекайнозойские складчатые образования Камчатки и Сахалина. Глубина погружения фундамента в Охотском море наиболее значительна в Северо-Восточно-Сахалинском и Западно-Камчатском бассейнах (до 8-10 км), на поднятиях она составляет 1-2 км.

Ранней стадии формирования осадочного чехла Охотского мегабассейна отвечает система грабенов, выполненных угленосными грубозернистыми осадками. В это время на большей части территории господствовали континентальные условия осадконакопления, и лишь на востоке, в районе Камчатки, накапливались морские осадки.

Масштаб осадконакопления был небольшим и сопровождался вулканизмом (Нефтегазоносность Северо-Востока..., 1997; Нефтегазоносность России, 1997).

В конце олигоцена погружение усилилось, и осадконакопление стало охватывать все новые площади. Началось формирование нового структурного плана, которое продолжалось вплоть до среднего плиоцена. Грабен-рифты оказались перекрытыми, возникли новые системы приразломных прогибов, преимущественно меридиональных (сахалинских) с направлением горизонтального растяжения с запада на восток и субширотных (североохотских) с горизонтальным растяжением с севера на юг и юго-восток. С этим периодом связано накопление основного объема осадочного чехла Охотского мегабассейна.

Наиболее поздний, плиоцен-четвертичный этап тектонического развития проявился в дифференцированных вертикальных движениях. С ними связаны формирование в условиях некомпенсированного прогибания глубоководной Южно-Охотской котловины, обновление движений по ранее образовавшейся сети разломов, активный вулканизм.

В составе осадочного чехла Охотского мегабассейна развиты терригенные, вулканогенно-терригенные и вулканогенные образования. Формационный спектр достаточно широк. К числу наиболее распространенных относятся граувакково-глинистая, глинисто-песчаная шлировая, глинисто-песчаная угленосная, песчано-туфогенная, глинисто-кремнистая и туфоандезито-базальтовая формации. Смена формаций наблюдается как по вертикали, т. е. во времени, так и по простиранию.

когда одна формация замещает другую. Очень распространены угленосные образования, тяготеющие к верхним частям крупных циклов. Примечательно, что, несмотря на генетическую разнородность осадочных бассейнов Охотского моря, в составе их чехла повсеместно устанавливается кремнисто-глинистая граувакковая формация мощностью до 2 км (Нефтегазоносность Северо-Востока..., 1997).

Хотя осадочные бассейны Охотской нефтегазоносной провинции многочисленны, нефтегазоносные комплексы достоверно установлены лишь в Северо-Восточно-Сахалинском, Западно-Камчатском, Западно-Сахалинском-Исикари и Южно-Охотском осадочных бассейнах. Большинство бассейнов изучено недостаточно, и их потенциальная нефтегазоносность оценивается на основе геологических сопоставлений.

Притихоокеанская нефтегазоносная провинция объединяет осадочные бассейны, открытые в сторону Берингова моря и Тихого океана и располагающиеся как на суше, так и на акватории. Это изолированные бассейны, относящиеся к разным складчатым системам: Корякской раннекайнозойской (Анадырский бассейн), Камчатской позднекайнозойской (Хатырский, Олюторско-Командорский, Восточно-Камчатский) и Курильской (Южно-Курильский бассейн), воспринимаемой многими исследователями в качестве современной геосинклинали (Нефтегазоносность Северо-Востока..., 1997). Полностью на шельфе располагаются осадочные бассейны Алеутской и Командорской глубоководных котловин.

Учитывая значительную индивидуальность осадочных бассейнов Тихоокеанской окраины России, по-видимому, их следует воспринимать как систему осадочных бассейнов, связанных с заключительной стадией формирования складчатых систем и островных дуг Тихоокеанской переходной зоны островодужного типа.

Фундамент осадочных бассейнов разнороден. В Анадырском бассейне он имеет юрско-меловой возраст, в Хатырском и бассейнах Камчатской складчатой системы – позднемезозойский – раннекайнозойский (в диапазоне от позднего мела до эоцена), в Южно-Курильском бассейне – раннекайнозойский.

В строении осадочного чехла принимают участие терригенные, терригенно-вулканогенные и вулканогенные образования. Несмотря на значительные различия в строении бассейнов, с достаточной долей условности можно говорить о трех формационных комплексах пород, присущих всем осадочным бассейнам Притихоокеанской нефтегазоносной провинции. Нижнему комплексу, мощность которого может достигать 8–9 км, свойственно чередование в разрезе конгломератов, грубозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и вулканогенных пород (главным образом туфов). Комплекс развит повсеместно, за исключением Анадырского бассейна, где разрез осадочного чехла начинается со второго комплекса – шлировой формации, сложенной гравийно-песчаными образованиями с углями и вулканитами. В Анадырском бассейне эта формация имеет значительную мощность (4 км) в отличие от других, где ее толщина не превышает 1,5 км. Третий комплекс – молассовый, отвечает орогенной стадии развития бассейнов. В составе комплекса слабоцементированные гравелиты, песчаники и глинистые породы, часто угленосные. Наибольшую мощность (до 6 км) эти отложения имеют в Анадырском бассейне, который представляет собой орогенную впадину, наложенную на Корякскую горную систему. В остальных осадочных бассейнах Притихоокеанской континентальной окраины России мощность третьего комплекса колеблется от 600 до 1500 м.

Лишь два бассейна Притихоокеанской нефтегазоносной провинции – Анадырский и Хатырский – относятся к числу бассейнов с доказанной нефтегазоносностью. Остальные рассматриваются как возможно нефтегазоносные.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН РОССИИ

Даже весьма беглый обзор основных типов осадочных бассейнов пассивной и активной континентальных окраин России позволяет подметить характерные особенности их состава и строения, истории геологического развития и, как следствие, минерагенического потенциала.

Применительно к пассивной континентальной окраине Северного Ледовитого океана прежде всего необходимо подчеркнуть колоссальный общий масштаб акватории арктических морей, большую часть которой занимают осадочные бассейны. Последнее определяет и значительные площади самих осадочных бассейнов, достигающие в Баренцевом море 900 тыс. км². И хотя внутри крупных осадочных бассейнов, отвечающих по площади окраинным морям, в дальнейшем, по-видимому, будут выделяться суббассейны, границы между ними могут быть проведены лишь условно.

Большая мощность осадочного чехла пассивных окраин Северного Ледовитого океана сочетается с широким стратиграфическим диапазоном осадков. Особенно значителен он в шельфовых бассейнах, унаследованных от древних платформенных структур (моря Баренцево и Лаптевых), где охватывает практически весь палеозой и мезозой. Более ограниченными по стратиграфическому объему осадочного чехла являются бассейны восточно-арктического шельфа России, представленные молодыми платформенными образованиями (Восточно-Сибирское и Чукотское моря).

Длительность геологической истории осадочных бассейнов пассивных окраин определяет их структурную многоярусность, как это, например, имеет место в Баренцевом море, где установлены нижнепалеозойско-среднепалеозойский, пермско-триасовый, юрско-меловой и кайнозойский структурные этажи, разделенные угловыми несогласиями, перерывами в осадконакоплении или резкой сменой осадочных формаций. Каждый из этих структурных этажей является самостоятельным нефтегазоносным комплексом, что в совокупности определяет высокий нефтегазовый потенциал Баренцевоморской пассивной окраины.

Осадочные бассейны Тихоокеанской активной окраины России имеют существенно меньшие размеры. Наиболее значительны по площади те из них, что обязаны своим происхождением процессам рифтогенеза, особенно там, где он привел к образованию глубоководных котловин — Центрально-Охотской и Южно-Сахалинской впадин в Охотском море, Алеутской и Командорской в Беринговом. Однако эти структуры при значительных площадных размерах отличаются относительно малой мощностью осадочного чехла (до 3–4 км).

Стратиграфический диапазон осадочного выполнения бассейнов Тихоокеанской пассивной окраины России обычно не выходит за пределы позднего мела — неоген-четвертичного возраста. В большинстве же осадочных бассейнов существенно преобладает неогеновый комплекс осадков. С этим комплексом связана основная нефтегазоносность осадочных бассейнов Тихоокеанской активной окраины.

Ограниченность стратиграфического диапазона отложений активных окраин компенсируется большой скоростью осадконакопления. Она существенно выше, чем в осадочных бассейнах пассивных окраин, что способствует образованию мощной толщи осадков (до 8–10 км) за сравнительно ограниченный отрезок геологического времени. Нефтегазоносность бассейнов активных окраин во многом определяется этой важной особенностью их формирования.

Формационный облик отложений осадочных бассейнов арктического шельфа России выдерживается на больших расстояниях и сохраняется продолжительное время. Так, в Баренцевоморском осадочном бассейне на протяжении всего нижнего и части среднего палеозоя накапливались терригенные и карбонатно-терригенные отложения, отвечающие по своему формационному облику осадочным образованиям молодых платформ. в карбоне и ранней перми на большей части территории бассейна они сменились отложениями карбонатной платформы с рифами и галогенными осадками, поздняя пермь и триас стали временем накопления мощных терригенных толщ рифтогенной формации, а юра и мел представлены преимущественно морскими терригенными отложениями синеклиз.

Особенно ярким примером, свидетельствующим о пространственной выдержанности осадочных формаций континентальной окраины Северного Ледовитого океана, являются обогащенные органическим веществом позднеюрские отложения (бажениты), занимающие одинаковое или очень близкое стратиграфическое положение в разрезах Баренцевоморского и Южно-Карского осадочных бассейнов. Как известно, эти отложения исследователями Западной Сибири рассматриваются в качестве основного нефтепроизводящего комплекса. Судя по геофизическим наблюдениям, выдержанным является и формационный облик отложений в других осадочных бассейнах континентальной окраины Северного Ледовитого океана.

Очевидна зависимость строения осадочного чехла бассейнов континентальных окраин от тектонической природы и рельефа их фундамента. Особенно ярко это проявляется в восточно-арктических морях, где под осадочным чехлом развиты складчатые структуры, срединные массивы и фрагменты Гиперборейской платформы. В западно-арктических морях большая мощность осадочного чехла скрадывает особенности рельефа фундамента, и тем не менее, наиболее крупные структуры чехла (поднятия и впадины) обнаруживают явную зависимость от движений его блоков. Примером в наиболее изученном Баренцевском бассейне могут служить Южно-Баренцевская и Северо-Баренцевская впадины, приуроченные к двум опущенным блокам фундамента Баренцевской грабен-рифтовой зоны, и Штокмановско-Лунинская седловина, разделяющая впадины и представляющая собой приподнятый блок.

Сеть разломов, нарушающих сплошность фундамента Баренцевоморского осадочного бассейна, определила довольно упорядоченную, близкую к шахматной, структуру расположения крупных поднятий и впадин. В результате на границе этих структур возникли крупные седловины, выступающие в качестве погруженных областей по отношению к смежным поднятиям, и приподнятой области, применительно к прилегающим впадинам.

Необходимо упомянуть эти своеобразные структурные формы, поскольку они проявляют себя как области накопления осадочного материала (относительно крупнозернистого), снесенного со смежных поднятий, и как структурные «ловушки» при миграции углеводородов из смежных впадин. Существенно, что именно к такой структурной «ловушке» – Штокмановско-Лунинской седловине – приурочены крупнейшие скопления природного газа и газоконденсата (Штокмановское, Ледовое и Лудловское месторождения). Значительно более скромное по запасам Нижнекильдинское газоконденсатное месторождение также приурочено к структурной седловине (Кольской).

В осадочных бассейнах Тихоокеанской активной окраины рельеф фундамента проявляет себя наиболее ярко в структурах наложенных, подобных орогенным впадинам. Примером может служить Анадырский осадочный бассейн, в котором его

общие контуры, асимметрия строения и наиболее крупные структуры второго порядка контролируются рельефом фундамента.

В Охотском мегабассейне после замыкания мезозойской складчатой системы произошло дробление пенепленизированного складчатого основания. Возникла система грабенов, заполненных грубозернистыми отложениями, часто угленосными. Осадконакопление сопровождалось вулканизмом, главным образом основным, о чем свидетельствуют вулканы основного состава, туфы и туфопесчаники.

Широкий спектр геодинамических обстановок формирования осадочных бассейнов – одна из наиболее характерных особенностей Тихоокеанской активной окраины. Здесь развиты рифтогенные, преддуговые, задуговые, междуговые и орогенные осадочные бассейны. При большой индивидуальности тектонического строения бассейнов Тихоокеанской активной окраины и формационной пестроте все же улавливаются общие черты строения осадочного чехла.

В нижней части разреза широко распространены грубообломочные образования конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники, а также вулканогенные породы – базальты, андезиты и их туфы. Вышележащий комплекс, слагающий большую часть разреза, представлен чередующимися и часто замещающими друг друга по простиранию песчаными и алевроитовыми породами граувакковой группы, аргиллитами и тонкообломочными кремнистыми (преимущественно диатомовыми) отложениями. В верхах разреза вновь появляются грубообломочные терригенные породы, возрастает примесь туфогенного материала, характерна слабая угленосность. Ограниченные размеры осадочных бассейнов, близость источников сноса, тектоническая подвижность и интенсивный вулканизм определяют формационную пестроту осадочного чехла. В последнем имеет место весь набор терригенных пород, начиная с конгломератов и гравелитов и кончая глинистыми и кремнисто-глинистыми отложениями, а также орогенные кремнистые, преимущественно диатомовые, и вулканогенные породы, представленные вулканидами от основных до кислых разновидностей, туфами и туфопесчаниками.

Тектоническая нарушенность сплошности осадочного чехла Тихоокеанской континентальной окраины – одна из характерных особенностей ее осадочных бассейнов. Разрывные нарушения и перемещения по ним в виде сбросов, сдвигов и надвигов существенно усложняют общую складчатую структуру чехла. Поэтому локальными «ловушками» углеводородов часто становятся приразломные зоны, а тектонически экранированные залежи нефти и газа приобретают характер обычного явления. Миграция по разрывным нарушениям носит «сквозной» характер, охватывая всю осадочную толщу. Последнее в сочетании с латеральной миграцией способствует формированию и переформированию залежей. Не удивительно поэтому, что практически все залежи в осадочных бассейнах Тихоокеанской континентальной окраины исследователи связывают с плиоцен-четвертичным тектогенезом.

Большая роль процессов рифтогенеза в формировании крупных скоплений нефти и газа общезвестна (Хаин, Соколов, 1993; Сурков, 1993). Она определяется совокупностью факторов, связанных с рифтогенезом, таких как интенсивное осадконакопление, быстрая изоляция накапливающейся органики от окисления, высокий геологический поток, способствующий быстрому преобразованию исходной органики в углеводороды нефтяного ряда, благоприятные условия не только для горизонтальной, но и для вертикальной миграции нефти и газа по ограничивающим рифт глубинным разломам.

Недостаточная геолого-геофизическая изученность глубинного строения арктической континентальной окраины России позволяет лишь в предположительной

форме говорить о большом значении процессов рифтогенеза в формировании структуры всей переходной зоны Северного Ледовитого океана. Однако для Баренцево-морского осадочного бассейна большую роль процессов рифтогенеза в образовании таких крупнейших структур, как Южно-Баренцевская и Северо-Баренцевская впадины, можно считать несомненной (Грамберг, 1998). На возможную рифтогенную природу центральной части Южно-Карской впадины указывают в своей статье В. С. Сурков, О. Г. Жеро и Л. В. Смирнов (Сурков и др., 1984). Эти исследователи считают, что Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт Западной Сибири, во многом определяющий ее структуру и уникальную нефтегазоносность, продолжается на акватории Карского моря.

С задуговым и преддуговым тектогенезом, в том числе и рифтогенезом, связано образование большинства осадочных бассейнов Тихоокеанской островодужной окраины России. К числу рифтогенных в Охотском море относятся Северо-Охотский и Западно-Охотский потенциально нефтегазоносные бассейны (Игнатова, 1998).

Как и в большинстве осадочных бассейнов пассивных континентальных окраин, нефтегенерационный потенциал в осадочных толщах арктической континентальной окраины в основном связывается с конкретными горизонтами, обогащенными органическим веществом. К таким горизонтам в Западно-Арктическом секторе России относится баженовская свита позднеюрского возраста, установленная в осадочном чехле Западной Сибири и прослеженная с помощью геофизических методов и бурения в Южно-Карской впадине на акватории Карского моря и в Южно-Баренцевской впадине в Баренцевом море.

Недостаточная геолого-геофизическая изученность не позволяет с той же определенностью назвать нефтепроизводящие комплексы в нижележащей части разреза Западно-Арктического шельфа. По аналогии с Тимано-Печорской нефтегазоносной областью можно предположить, что ими могут быть обогащенные органическим веществом отложения ордовика и девона.

Нефтепродуцирующие комплексы в осадочных бассейнах Тихоокеанской активной окраины распространены во всем стратиграфическом интервале осадочного чехла (Нефтегазоносные бассейны..., 1998). Обращают на себя внимание большая мощность продуцирующих толщ (до 1000–1500 м), а также широкий стратиграфический диапазон распределения нефтяных и газовых залежей, свидетельствующие о практически сквозном характере нефтегазоносности разреза осадочного чехла.

Литологический состав пород продуцирующих комплексов разнообразен. Это морские и лагунно-континентальные глины и аргиллиты, кремнистые аргиллиты и опоки. Тип органического вещества большей частью смешанный, с преобладанием гумусовой составляющей в верхнемеловой и нижнепалеогеновой частях разреза. В олигоцен-миоценовом комплексе преобладает органическое вещество сапропелевого типа. Содержание органического углерода колеблется от 0,3 до 1,8 %. Наиболее высокое содержание (1,5–1,8 $C_{орг}$) свойственно верхнеолигоценным – нижнемиоценовым отложениям Северо-Восточно-Сахалинского бассейна, с которым связаны наиболее крупные открытия месторождений нефти и газа на Тихоокеанской окраине России.

Одной из интересных и важных особенностей нефтегазообразования в осадочных бассейнах Тихоокеанской активной окраины является необычно ранняя генерация нефти. Последнее связывается не только с интенсивным тепловым потоком и прогремостью недр, но и со спецификой исходного органического вещества, представленного в олигоцен-миоценовой части разреза диатомовыми водорослями.

Сравнение с океанами, находящимися на более поздних стадиях геологического развития, позволяет сделать вывод о том, что главные особенности состава и строения осадочных бассейнов континентальных окраин Северного Ледовитого океана определяет их унаследованный характер. В отличие от более зрелых океанов, континентальные окраины которых в той или иной степени переработаны и потеряли первоначальный структурный облик, осадочные бассейны арктической континентальной окраины не подверглись разрушению и сохранили первоначальные особенности состава и строения. Поэтому не удивительно, что типизация осадочных бассейнов континентальных окраин Северного Ледовитого океана приводит к выводу о существенной роли геологической среды, в которой закладывался и развивался океан. Так, основные особенности осадочных бассейнов Евразийской континентальной окраины Северного Ледовитого океана в основном связаны с ее принадлежностью к структурам платформенного типа (Восточно-Европейской и Гиперборейской платформ и Западно-Сибирской плиты). В то же время осадочным бассейнам Американо-Евразийской окраины свойственны черты унаследованности как от платформенных структур (Гиперборейская платформа), так и от вошедших в состав окраинных зон океана складчатых структур Северо-Востока России.

Унаследованный характер осадочных бассейнов Северного Ледовитого океана определяет такие важнейшие их особенности, как широкий стратиграфический диапазон осадочного чехла, структурная и нефтегеологическая многостадийность, возможность наращивания нефтегазового потенциала с течением геологического времени.

В сочетании с большими площадными размерами осадочных бассейнов, пространственной выдержанностью нефтепроизводящих комплексов, а также горизонтов с хорошими коллекторскими и экраняющими свойствами упомянутые выше особенности геологического развития арктической континентальной окраины России создали уникальные возможности для образования крупнейших скоплений нефти и газа. Открытие гигантских газоконденсатных месторождений в Баренцевом и Карском морях свидетельствует о том, что эти возможности были реализованы.

В свете этих данных сравнительная общая высокая оценка прогнозных запасов осадочных бассейнов арктической континентальной окраины России представляется вполне обоснованной.

Общим для осадочных бассейнов Тихоокеанской активной окраины России является их структурная обособленность и относительно ограниченные размеры. Сравнительно узкий стратиграфический диапазон осадочного чехла (преимущественно кайнозой) у них сочетается с пестротой фациального облика и своеобразным вещественным составом, в котором наряду с терригенными породами существенную роль играют вулканогенные и органогенные кремнистые образования.

Высокие скорости осадконакопления, свойственные бассейнам активных окраин, определяют большую мощность осадочного чехла и соответственно благоприятные условия для преобразования накопившейся органики в углеводороды нефтяного ряда. Последнему способствует и своеобразие состава нефтепроизводящих комплексов, в которых большая роль принадлежит диатомовым водорослям.

Напряженный характер плективных структур, обилие разрывных нарушений (разломов, сбросов и надвигов) обуславливают переток флюидов и образование многопластовых залежей.

В то же время нарушения сплошности пластов приводят к разрушению залежей или их разубоживанию.

И все же основными факторами, снижающими нефтегазовый потенциал осадочных бассейнов активных окраин Притихоокеанья, являются не ограниченные площадные размеры и тектоническая нарушенность, а геологическая кратковременность их существования и узость их стратиграфического диапазона.

Хотя нефтегазовый потенциал российского Притихоокеанья существенно уступает по своему общему масштабу потенциалу Арктического шельфа России, он вполне достаточен для создания на Дальнем Востоке страны надежной топливно-энергетической основы развития промышленности и сельского хозяйства. О реальности такой оценки свидетельствует открытие крупных месторождений нефти и газа на шельфе Сахалина. Что касается Арктического шельфа России, то он несомненно должен рассматриваться как главный резерв развития нефтегазовой промышленности страны в XXI веке.

ОСОБЕННОСТИ РОССЫПНОЙ МИНЕРАГЕНИИ ПАССИВНОЙ И АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН РОССИИ*

Континентальная окраина – система шельфовых областей – является промежуточным звеном в глобальном геотектоническом ансамбле материк – океан, что обуславливает особенности истории ее развития, геологического строения и минерации (в том числе и россыпной металлоносности). Как показано выше, обнаруживаются существенные различия в тектоническом режиме и геологической стадии развития океанов, омывающих российскую часть Евразии.

Молодой кайнозойский океан – Северный Ледовитый – характеризуется преимущественно пассивным типом континентальной окраины с преобладающим плитным формационным комплексом палеозойско-кайнозойского осадочного чехла, а дальневосточная окраина древнего Тихого океана развивалась в активном режиме на всем протяжении кайнозоя.

Россыпная минерация является функцией двух основных факторов: 1) состава и размещения коренных источников ценных минералов и 2) природных условий накопления кластогенного рудного вещества (Иванова, 1983, 1985). Оба эти фактора обнаруживают существенные различия для арктической и дальневосточной континентальных окраин. В обрамлении арктической окраины выступы древних массивов чередуются с палеозойско-мезозойскими складчатыми сооружениями; здесь проявились процессы позднепалеозойской и мезозойской активизации и орогенеза с формированием продуктивных рудно-магматических систем в арктическом металлогеническом поясе (Проблемы минерации..., 1994). Далеко в глубь континента вдаются обширные участки мезозойско-кайнозойских палеошельфов – приморские низменности. Вдоль дальневосточной окраины простираются молодые (поздний мезозой – кайнозой) зоны складчатости и орогенеза с широко развитым вулканизмом (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс).

Ведущими полезными ископаемыми арктической континентальной окраины являются золото и олово (касситерит). Для них характерно развитие высокопродуктивных рудных формаций, питающих россыпи; это золото-кварцевая и золото-углеродистая (часто полихронная), а также касситерит-кварцевая и касситерит-силикат-

* Раздел подготовлен А. М. Ивановой и В. И. Ушаковым.

ная, связанные с интрузиями преимущественно меловых оловоносных гранитоидов (табл. 1). На дальневосточных побережьях золото-кварцевая формация проявлена ограниченно, преобладают золото-сульфидные формации с низким содержанием металла и малыми размерами золотинок (что отражается в продуктивности россыпей). Оловорудные формации здесь развиты локально и представлены касситерит-сульфидными и касситерит-силикатными ассоциациями.

Коренная и россыпная алмазонасность имеют место лишь в арктическом поясе; ведущий тип коренных источников алмазов – кимберлитовый при существовании разновозрастных (от карбона до мела) промежуточных коллекторов. Наиболее перспективна в отношении россыпной алмазонасности западно-арктическая континентальная окраина, где близ побережий Белого и Баренцева морей обнаружены поля алмазонасных тел. В Лено-Анабарском регионе (побережье моря Лаптевых, о. Беги-чев) находки алмазов и обширные ореолы рассеяния их спутников фиксируются в рыхлых толщах кайнозоя; коренные источники пока не обнаружены.

Характерным элементом минерализации тихоокеанского побережья России являются платино- и хромитонасные меловые гипербазиты, служащие источником россыпей платиноидов и хромита; в связи с этими интрузиями отмечаются и находки зерен алмазов. Открытие россыпей платиноидов и хромита вблизи гипербазитовых интрузий (Корякия, Камчатка, Шантарские о-ва) позволяет ожидать обнаружения таких объектов и на целом ряде участков дальневосточной окраины.

Лишь на дальневосточных побережьях и островах (Курилы), где на значительных пространствах обнажаются вулканы разнообразного состава, имеются предпосылки формирования значимых по масштабам россыпей «черных» минералов – ильменита, титаномагнетита (иногда с цирконом и минералами редких земель); несколько таких объектов известно на Курильских о-вах, в Восточной Камчатке и Татарском прол. Потенциальным источником минералов титана, железа, циркона и редких земель для россыпных концентраций их на арктических побережьях могут

Таблица 1

РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИЕ ФОРМАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН РОССИИ

Арктическая окраина	Дальневосточная окраина
<p>Золото – высокопродуктивные полихронные (PR–MZ) золото-кварцевая и золотогоуглеродистая формации, а также золотосодержащие сульфидные формации и золотонасные терригенные толщи (MZ)</p> <p>Олово – высокопродуктивные касситерит-кварцевая и касситерит-силикатная формации в связи с оловоносными интрузиями гранитоидов (PZ–MZ)</p> <p>Алмазы – кимберлитовые тела (PR–PZ) и алмазонасные терригенные толщи (PZ–MZ)</p> <p>Минералы титана, железа, циркония, редких земель – массивы древних (PR) метаморфитов и терригенные толщи (PZ–MZ)</p>	<p>Золото – преимущественно золотосодержащие сульфидные формации (в том числе связанные с вулканогенными толщами (MZ–KZ))</p> <p>Олово – касситерит-сульфидная и касситерит-силикатная формации в связи с вулканидами и интрузиями гранитоидов (MZ)</p> <p>Платиноиды и хромит – платиново-хромитовая формация в связи с интрузиями гипербазитов (PZ₁–MZ)</p> <p>Минералы титана, железа, циркония, редких земель – поля вулканидов различного состава (MZ–KZ)</p>

быть массивы древних (архей – протерозой) пород и терригенные голчи перми – мезозоя. Однако причиной незначительного масштаба таких россыпей служит уже второй фактор – условия накопления рудной массы.

Таким образом, первый и важнейший фактор россыпной минерализации – характер коренных источников (их состав, размещение и продуктивность) четко определяет различия в специализации и в значительной мере – в масштабах россыпного потенциала между арктической и дальневосточной континентальными окраинами России.

Второй фактор россыпеобразования, влияющий на размещение и продуктивность россыпемещающих горизонтов, определяется благоприятными условиями накопления кластогенного рудного вещества при двух составляющих процесса: его длительности и наличии локализирующих структур.

Характерной чертой шельфового россыпеобразования, его своеобразным «фоном» служит полигенный (полифациальный) состав продуктивных горизонтов, обусловленный периодичностью трансгрессий и регрессий моря в кайнозое.

Арктическим регионам свойствен прерывистый, но весьма длительный (50–60 млн лет) процесс кайнозойского седименто- и рудогенеза с несколькими эпохами россыпеобразования, начиная с дания – палеоцена и до нашего времени (Иванова и др., 1998; Новосибирские острова, 1999). При этом наиболее продуктивными были палеогеновые и неогеновые эпохи, предварявшиеся периодами пенепленизации и площадного корообразования, которые способствовали дезинтеграции рудного вещества и переходу его в россыпи. На дальневосточной континентальной окраине отчетливо проявлена лишь плейстоцен-голоценовая эпоха россыпеобразования длительностью около 2 млн лет; неогеновые коры выветривания фиксируются редко. Также различны для арктической и дальневосточной окраин типы структурных обстановок формирования россыпей. На побережьях, акваториях и островах Арктики эти обстановки представлены двумя основными типами. Первый тип – участки подводного берегового склона на перманентном сочленении морфоструктур воздымания (с коренными источниками) и опускания, где формировались россыпи «тектонических уступов» (Россыпные месторождения..., 1997). Второй тип – долгоживущие (обычно древнего заложения) депрессии, где также длительно накапливалось кластогенное рудное вещество.

На отдельных островах арктических морей (о. Большевик в архипелаге Северная Земля) формируются как «долгоживущие» полигенные россыпи золота (с несколькими продуктивными горизонтами) в приморских низменностях (нижние ярусы рельефа), так и многочисленные аллювиальные россыпи в области горного рельефа. Вероятно, такое же сочетание типов россыпей золота имеет место на о. Врангеля. Вдоль тихоокеанских побережий России тяжелые минералы концентрируются на современных и плейстоценовых (затопленных) пляжах и в подводных долинах (палеодолинах) небольших рек и ручьев.

Если рассматривать наиболее молодую плейстоцен-голоценовую эпоху россыпеобразования, общую для всех континентальных окраин, то обнаруживается тесная связь кластогенных концентраций полезных ископаемых с условиями морфолиогенеза, в частности, климатом и литогидродинамикой. Арктический (полярный) литогенез в условиях сурового климата с неоднократным оледенением, мощной криолитозоной, ледовитостью акваторий существенно понижает возможности россыпеобразования, но в то же время позволяет сохраняться древним палеоген-неогеновым россыпям, законсервированным в толще многолетнемерзлых пород. В дальневосточных областях оба эти явления ослабевают по мере продвижения на юг. Для

тихоокеанских побережий по сравнению с арктическими характерна более высокая литогидродинамическая активность, способствующая накоплению плейстоцен-голоценовых россыпей «черных» минералов. Известно, что крупные россыпи минералов титана, железа, циркония с рудной массой во многие тысячи и миллионы тонн приурочены к открытым протяженным побережьям Мирового океана преимущественно в приэкваториальных областях (40 °с.ш. и 40 °ю.ш.) с постоянным активным воздействием ветров и волн, т. е. к зонам высокого энергетического уровня. Расположенные в иных широтах и условиях побережья, в том числе и российского Дальнего Востока, обладают значительно меньшими перспективами на россыпи этих минералов, а арктическая континентальная окраина с ограниченной литогидродинамикой практически лишена таких перспектив.

В связи с плейстоцен-голоценовой эпохой только в российской Арктике встречается в промышленных масштабах экзотическое, но весьма дорогостоящее россыпное полезное ископаемое – мамонтовая кость. Обширный ареал скоплений костных остатков – Североякутская провинция – включает острова и побережья (от Хатангского зал. до Колымы) восточно-арктических морей. Вмещающая толща – продукт полярного литогенеза, тонкозернистые лёссово-ледовые образования плейстоцена (седома) неизвестны в других регионах мира. Россыпи ископаемой кости сосредоточены на пляжах, подводном береговом склоне и в аласных (озерно-болотных) котловинах.

Итак, условия формирования россыпей – второй фактор россыпеобразования, так же как и первый, фиксирует значительные различия между арктической и дальневосточной континентальными окраинами.

Сочетание локализирующих структурных обстановок названных выше типов (при наличии коренных источников) с длительным периодическим процессом поступления тяжелых минералов на фоне спокойного (пассивного) режима при чередовании трансгрессий и регрессий моря явилось причиной образования на арктической континентальной окраине крупных и уникальных россыпных объектов с несколькими полигенными продуктивными горизонтами значительной суммарной мощности. Примерами таких месторождений служат россыпи золотоносного Рывеевского узла, достигающие лагун в прол. Лонга, а также оловоносные объекты Ляховского и Чаунского районов. Количество крупных россыпей золота (9 %) и олова (13 %) в арктических шельфовых областях существенно выше, чем для аналогичного класса месторождений на континенте, а их общие ресурсы составляют главную часть баланса названных металлов. Кратковременность процесса и однообразие россыпелокализирующих структурных обстановок не создавали возможностей для формирования на дальневосточных окраинах крупных россыпных месторождений; из всего количества известных здесь объектов лишь 10 % относится к категории средних.

Следует остановиться еще на одном аспекте формирования и расположения россыпей на континентальных окраинах, связанном с возможностями перемещения минералов. Как известно, золото и касситерит, а также платиноиды и хромит образуют россыпи ближнего сноса, удаленные от источников на незначительные расстояния (первые сотни метров – первые километры). Поэтому наиболее перспективны прибрежные участки арктических акваторий, где орогенные системы (с коренными источниками россыпных минералов) близки к береговой линии, – п-ова Кольский, Таймыр, возвышенные острова побережья Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Естественно, что на эту геолого-географическую ситуацию «накладывается» решающее влияние рассмотренных выше факторов россыпеобразования.

Суммируя основные показатели, характеризующие россыпную минерагению арктической и дальневосточной континентальных окраин (табл. 2), можно заключить, что существенные различия геотектонического режима, формационной принадлежности коренных источников, длительности периода россыпеобразования, обстановок накопления кластогенного рудного вещества четко отражаются в минеральной специализации, размещении и масштабах скоплений россыпных полезных ископаемых.

В силу комплекса названных выше причин суммарный эффект россыпеобразующих процессов (металлоносный потенциал полезных ископаемых) весьма неравномерен – несомненно главенство арктических континентальных окраин.

Значительная доля запасов и прогнозных ресурсов находится в подводных россыпях – на дне акватории с глубиной моря от 1–5 до 20–25 м. Так, под водами арктических морей находится 65 % запасов олова и от 86 до 98 % его прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 . Золотоносный потенциал арктических шельфовых областей складывается из ресурсов на островной суше, побережьях континента и дне акваторий, причем разведаны и оценены в основном наземные объекты. Ресурсы золота в дальневосточных областях примерно наполовину находятся на дне акваторий.

Таблица 2

**СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РОССЫПНОЙ МИНЕРАГЕНИИ
ПАССИВНОЙ (АРКТИЧЕСКОЙ) И АКТИВНОЙ (ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ)
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН РОССИИ**

Окраины	Арктическая	Дальневосточная
Тектонический режим в период россыпеобразования	Пассивный	Преимущественно активный
Россыпная минерагеническая специализация	Золото, олово (касситерит), алмазы, ископаемая мамонтовая кость	Золото, платиноиды, хромит, минералы титана, железа, циркония
Главные россыпеобразующие формации	Высокопродуктивные золото- и оловорудные, кимберлитовая алмазная	Преимущественно сульфидные золотосодержащие, платинохромитовая, оловорудная силикатная (локально)
Общий период кайнозойского россыпеобразования, эпохи	Даний – голоцен (50–60 млн лет), P_{1-2} , P_3-N_1 , N_2-Q_1 , O_{III-IV}	Плейстоцен – голоцен (2 млн лет) Q_{I-IV}
Основные локализирующие структуры	Депрессии древнего заложения, локальные депрессии в зонах тектонических уступов на акватории	Современные и плейстоценовые пляжи и долины, обычно затопленные
Доля от суммарного россыпного потенциала континентальных окраин России	Золото – 79 % запасов и 80% прогнозных ресурсов P_{1-2} ; олово – 100% запасов и ресурсов P_1 и P_2 ; ископаемая мамонтовая кость – 100 % запасов и ресурсов P_1 и P_2	Золото – 21 % запасов и 20 % прогнозных ресурсов P_{1-2} ; платиноиды и хромит – 100 % запасов и ресурсов P_2 ; минералы титана, железа, циркония – 100 % запасов и ресурсов P_1
Масштабы россыпных месторождений	Золото – 9 % крупных и уникальных, 41 % средних; олово – 13 % крупных и уникальных, 34 % средних	Золото – 10 % средних; минералы титана, железа, циркония – мелкие и средние

К концу XX столетия в результате геологоразведочных и научно-исследовательских работ были установлены основные закономерности формирования и размещения россыпей на континентальных окраинах России, оценен их минерально-сырьевой потенциал, определены перспективы наращивания ресурсов. Выявлены существенные различия россыпной минерагении арктической и дальневосточной континентальных окраин, обусловленные:

- тектоническим режимом (пассивные арктические и преимущественно активные дальневосточные);
- историей докайнозойского геологического развития, отразившейся в составе структурно-формационных (в том числе и россыпеобразующих рудно-магматических) комплексов;
- продолжительностью кайнозойских эпох россыпеобразования и структурными обстановками, благоприятными для накопления кластогенного рудного вещества;
- морфолитодинамическими (климатическими) условиями.

Генеральным результатом реализации предпосылок и факторов россыпеобразования стало существенное различие в минерагенической специализации и масштабах минерально-сырьевого россыпного потенциала для арктической и дальневосточной континентальных окраин России – определилась ведущая роль арктических регионов.

Арктическая окраина России богата россыпными полезными ископаемыми, прежде всего золотом и оловом, причем имеется ряд крупных и уникальных месторождений, россыпных узлов и районов. Установлены районы размещения скопления ископаемой мамонтовой кости – весьма ценного минерального сырья. Существуют определенные перспективы обнаружения россыпей алмазов. В комплексе с крупными ресурсами рудных полезных ископаемых (полиметаллы и марганец Новой Земли, рудное золото Северной Земли) россыпные месторождения формируют суммарный минерально-сырьевой потенциал арктических континентальных областей, составляющий весомую часть природных ресурсов страны. Для дальневосточных окраин ведущими полезными ископаемыми в россыпях, представленных объектами мелкого и среднего масштабов, служат золото, хромит, платиноиды и минералы титана, железа, циркония. Здесь вполне реально обнаружение новых, вероятно, небольших россыпных месторождений.

- Авенариус И. Г., Дунаев Н. П. Некоторые аспекты развития рельефа в позднем валдас в восточной части Баренцева моря и прилегающей суши // Геоморфология. 1999. № 3. С. 57–62.
- Аветисов Г. П. Гипоцентрия и фокальные механизмы землетрясений дельты р. Лены и ее обрамления // Вулканология и сейсмология. 1991. № 6. С. 59–69.
- Аветисов Г. П. Глубинная структура Новосибирских островов и прилегающих акваторий по сейсмологическим данным // Сов. геология. 1982. № 11. С. 113–122.
- Аветисов Г. П. Еще раз о землетрясениях моря Лаптевых // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 3. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 104–114.
- Аветисов Г. П. О механизме очага одного арктического землетрясения // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1978. С. 145–148.
- Аветисов Г. П. Сейсмическое районирование территории архипелага Земля Франца-Иосифа // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 6. Л.: НИИГА, 1971. С. 128–134.
- Аветисов Г. П. Сейсмичность моря Лаптевых и ее связь с сейсмичностью Евразийского бассейна // Тектоника Арктики. Вып. 1. Л.: НИИГА, 1975. С. 31–36.
- Аветисов Г. П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. 185 с. + 4 л. схем.
- Аветисов Г. П., Лишхмина Е. А., Гусева Ю. Б. Стрессные Усть-Ленского прогиба в южной части моря Лаптевых по данным КМПВ // Отеч. геология. 1994. № 1. С. 56–61.
- Аветисов Г. П., Голубков В. С. Тектоно-сейсмическое районирование Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана и сопредельных акваторий // Геология и полезные ископаемые севера Сибирской платформы. Л.: НИИГА, 1971. С. 66–73.
- Аветисов Г. П., Гусева Ю. Б. Глубинное строение района дельты Лены по сейсмологическим данным // Сов. геология. 1991. № 4. С. 73–80.
- Агеев К. С. Блоковая тектоника Северной Земли // Тектоника Арктики: Разломы материковой отмели и океана. Л.: НИИГА, 1979. С. 34–44.
- Айбулатов Н. А. Потоки твердого вещества и процессы современного осадкообразования в шельфовой зоне Мирового океана // Современные процессы осадконакопления на шельфе Мирового океана. М.: Наука, 1990. С. 4–24.
- Айбулатов Н. А. Экологическое эхо холодной войны в морях Российской Арктики. М.: ГЕОС, 2000. 307 с.
- Андреева И. А., Гринберг Г. П., Кабаньков В. Я. Сорбционные свойства современных донных осадков Баренцева моря и их значимость для оценки геоэкологической обстановки в регионе // Материалы Второго международного совещания «Геохимия биосферы». Новороссийск, 1999. С. 16–17.
- Аглонов С. В. Океаническая литосфера в фундаменте Западно-Сибирской плиты // Сов. геология. 1992. № 5. С. 23–26.
- Арктика на пороге третьего тысячелетия (Ресурсный потенциал и проблемы экологии) / Гл. ред. И. С. Грамберг; Н. П. Лавров; отв. ред. Д. А. Додин. СПб.: Наука, 2000. 247 с.
- Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития / Ю. А. Павлидис, А. С. Юнин, Ф. А. Щербаков, Н. Н. Дунаев, С. Л. Никифоров. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.
- Артюхин Ю. В., Алексеев В. В. Бентогенная аккумуляция на берегах и шельфе морей. Апатиты: Кольский научный центр, 1989. 82 с.
- Ассиновская Б. А. Сейсмическое районирование Баренцевоморского шельфа // Автореф. канд. дис. М., 1990. 17 с.
- Ассиновская Б. А. Сейсмичность Баренцева моря. М.: Изд-во РАН, 1994. 128 с.

Астахов В. И. Новые данные о деятельности позднеплейстоценовых каровых ледников в Западной Сибири // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей северного полушария. Новосибирск, 1981. С. 34–41. (Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 494).

Баранова Ю. П., Карташова Г. Г., Конисцев В. Н. Континентальный палеоген и неоген Севера средней Якутии // Континентальные третичные толщи северо-востока Азии. Новосибирск: Наука. СО. 1979.

Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И. С. Грамберга // Тр. ПГО «Севморгеология». Т. 196. Л.: Недра, 1988. 263 с.

Батурич Д. Г., Юнов А. Ю. Эволюция Баренцевоморского шельфа в связи с геологическим развитием Арктического региона // Палеогеография и палеоэкология Баренцева и Белого морей в четвертичный период. Апатиты: КФ РАН, 1987. С. 101–111.

Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения Арктического бассейна. Л.: Морской транспорт. 1961. 152 с.

Биогеоценозы гляциальных шельфов Западной Арктики. Апатиты, 1996. 286 с.

Бирюков В. А., Совершаев В. А. Геоморфология дна Карского моря // Динамика арктических побережий России. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 102–115.

Богданов Н. А., Хаин В. Е. Пассивные континентальные окраины // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 42–48.

Большая Советская Энциклопедия. 2-е изд. 1952. Т. 15. М., 1952. С. 513–514.

Бородин Л. С. Петрохимическая классификация и эталонные составы гранитоидов // Геохимия. 1992. № 1. С. 57–67.

Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 267 с.

Бочкарев В. С. Раннемезозойский этап развития Западно-Сибирской гемисинеклизы // Основные проблемы геологии Западной Сибири. Тюмень, 1985. С. 21–34.

Бро Е. Г. Коллектора и покрывки в юрско-меловом разрезе // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л.: НИИГА, 1971. С. 40–53.

Бро Е. Г. Нефтегазоносные комплексы в палеозойских и мезозойских отложениях на шельфе Баренцева моря // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 17–37.

Бро Е. Г. Цикличность формирования осадочного чехла и нефтегазоносность на Арктических шельфах России. СПб.: Изд-во КН. 1995. 80 с.

Булин Н. К. Сейсмические модели литосферы // Тр. ВСЕГЕИ. 1983. № 311. С. 75–90.

Буренков В. И., Шевченко В. П. Пространственное распределение взвешенного вещества в арктических морях по оптическим данным // Геология морей и океанов. 13-я Междунар. школа морской геологии. Т. 1. М., 1999. С. 122.

Вакуловский С. М., Никитин А. И., Чумичев В. Б. О загрязнении арктических морей радиоактивными отходами западноевропейских радиохимических заводов // Атом. энергия. 1985. Т. 58. Вып. 6. С. 445–449.

Варламов И. П. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири // Новейшая тектоника Сибирской платформы и ее влияние на нефтегазоносность. М.: Наука, 1985. С. 13–14.

Верба В. В., Виноградов В. А., Шимараев В. Н. Особенности геофизических полей Арктики // Геолого-геофизические исследования в Мировом океане. Л.: ПГО «Севморгеология», 1987. С. 24–39.

Верба В. В., Ким Б. И., Волк В. Э. Строение земной коры Арктического региона по геофизическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 2. СПб.: ВНИИОкеангеология. 1998. С. 12–28.

Верба В. В., Ким Б. И., Харитонова Л. Я. Новые данные о строении и мощности осадочного чехла Евразийского бассейна // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 1. С. 88–93.

Верба В. В., Харитонова Л. Я. Комплексная геофизическая модель строения земной коры юго-западной и центральной частей шельфа моря Лаптевых // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. С. 63–66.

Верба М. Л. Баренцево-Северокарский мегапрогиб и его роль в эволюции Западно-Арктического шельфа // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 11–28.

Верба М. Л., Павленкин А. Д., Тулина Ю. В. Глубинная геологическая структура шельфа Баренцева моря (по данным профиля ГСЗ-82) // Неоднородности глубинного строения земной коры океанов. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. С. 75–88.

Верниковский В. А. Особенности формирования метаморфических комплексов Таймырской складчатой области в рифес и палеозое // Петрология. 1995. Т. 3. С. 64–83.

Винниковский В. С., Таныгин И. А., Матизоров А. А. Основные черты строения и перспективы нефтегазоносности юрских продуктивных комплексов северной части Южно-Баренцевской НГО // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на островах). СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 44–47.

Виноградов А. В., Иванова Н. М. Региональная сеймостратиграфическая схема шельфа Баренцева моря по материалам сейсморазведки МОГТ // Методика прогнозирования геологического разреза по данным морских геофизических исследований. Л.: ВНИГРИ, 1987. С. 20–29.

Виноградов В. А. Тектоника Верхоянского мегантиклинория и Ленского прогиба (севернее Полярного круга) // Уч. зап. НИИГА. Регион. геология. 1965. Вып. 5. С. 87–126.

Виноградов В. А. Эволюция структурных связей Сибирской платформы с геосинклинальной областью мезозой в Северном Верхоянье: Автореф. канд. дис. Л.: НИИГА, 1969. 24 с.

Виноградов В. А., Горина И. Ф. Неогеновые отложения дельты р. Лены в связи с оценкой перспектив алмазонасности юго-западной акватории моря Лаптевых // Кимберлиты, вулканизм и перспективы коренной алмазонасности северо-востока Сибирской платформы. Л.: НИИГА, 1971. С. 137–143.

Виноградов В. А., Драчев С. С. К вопросу о тектонической природе фундамента юго-западной части шельфа моря Лаптевых // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 72–74.

Виноградов В. А., Каменева Г. И., Явшиц Г. П. О Гиперборейской платформе в свете новых данных по геологическому строению острова Генриетты // Тектоника Арктики. Вып. 1. Л.: НИИГА, 1975. С. 21–25.

Виноградов В. А., Коган А. Л., Шимараев В. Н. Результаты региональных сейсмических исследований в юго-восточной части моря Лаптевых // Геология и геофизика. 1992. № 6. С. 113–118.

Виноградов В. А., Явшиц Г. П. Верхнеюрские и нижнемеловые отложения о. Столбового (Новосибирские острова) // Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Магадан, 1975. С. 88–90.

Волк В. Э., Гапоненко Г. И. Анализ физических полей и глубинное районирование земной коры // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Моря Советской Арктики / Под. ред. И. С. Грамберга и Ю. Е. Погребницкого. Т. 9. Л.: Недра, 1984. С. 98–107.

Волк В. Э., Гапоненко Г. И. Геоблоки земной коры Арктического шельфа СССР по геофизическим данным // Морские геофизические исследования в Арктике. Л., 1981. С. 16–27.

Вольнов Д. А., Литинский В. А. Структурно-тектоническое районирование акваторий шельфовых морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // Геология шельфа восточно-сибирских морей. Л.: НИИГА, 1976. С. 8–22.

Вольнов Д. А., Сороков Д. С. Геологическое строение острова Беннетта // Тр. НИИГА. Т. 123. С. 5–18.

Воскресенский К. С., Совершаев В. А. Роль экзогенных процессов в динамике арктических побережий // Динамика арктических побережий России М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 35–48.

Гарипов В. З. План освоения углеводородных ресурсов Баренцева и Печорского морей, проведение лицензионных конкурсов на период 1998–2005 гг. // Разведка и охрана недр. 1998. № 4–5. С. 15–20.

Геодекян А. А., Забанбарг А., Коняхов А. И. Тектонические и литологические проблемы нефтегазоносности континентальных окраин. М.: Наука, 1988. 175 с.

Геодекян А. А., Левитан М. А., Шелихова Е. С. Сорбционный потенциал донных осадков Баренцева и Карского морей // Докл. РАН. 1997. Т. 355. № 3. С. 361–364.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. В 10 т. / Гл. ред. Е. А. Козловский. Т. 9: Моря Советской Арктики / Под ред. И. С. Грамберга, Ю. Е. Погребницкого. Л.: Недра, 1984. 280 с.

Геология СССР. Т. XXVI: Острова Советской Арктики / Ред. Б. В. Ткаченко, Б. Х. Егизаров. М.: Недра, 1970. 547 с.

Геолого-геофизические аспекты определения внешней границы континентального шельфа России в Северном Ледовитом океане / В. Д. Крюков, М. Ю. Сорокин, А. В. Липилин, В. А. Поселов // Разведка и охрана недр. 1996. № 12. С. 25–27.

Геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана и его побережий, м-ба 1 : 5 000 000 / Гл. ред. В. Д. Дибнер. Л.: НИИГА, 1966.

Геоморфологическая карта СССР м-ба 1 : 2 500 000 / Гл. ред. А. А. Асеев. М.: ГУГК СССР, 1987.

Геофизика океана. В 2 т. Т. 1. Геофизика океанского дна / Отв. ред. Ю. Н. Непрочнов. М.: Наука, 1979. 470 с.

Геоэкология шельфа и берегов морей России / Под ред. Н. А. Айбулатова. М.: Изд. дом «Ноосфера», 2001. 428 с.

Глубинное строение западного сектора Евразийско-Арктической зоны перехода от континента к океану / А. К. Боголепов, В. А. Журавлев, Э. В. Шипилов, А. Ю. Юнов // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С. 31–41.

Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности северо-западного шельфа России по геолого-геофизическим данным / И. С. Грамберг, О. И. Супруненко, Е. Г. Вискунова и др. // Разведка и охрана недр. 1999. № 9–10. С. 41–44.

Глубинное строение территории СССР / Отв. ред. В. В. Белоусов и др. М.: Наука, 1991. 224 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000. Лист R-(35)–37 (Мурманск). СПб.: ВСЕГЕИ, 2000а. 233 с.

Государственная геологическая карта России м-ба 1 : 1 000 000. Лист R-(40)–42 (Ямал) / Авт.: А. П. Астапов, В. В. Боровский, Е. В. Вревская и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000б.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист S-38–40 Маточкин Шар. Объясн. записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 203 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист S-53–55 Новосибирские острова. Объясн. записка. Ред. Б. Г. Лопатин. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 208 с.

Грамберг И. С. Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов // *Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 17–34.

Грамберг И. С. Баренцевоморский пермо-триасовый палеорифт и его значение для проблемы нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 6. С. 789–791.

Грамберг И. С. Глобальный аспект нефтегазоносности континентальных окраин океанов // *Геология нефти и газа*. № 10. 1998. С. 27–32.

Грамберг И. С., Деменицкая Р. М., Секретов С. Б. Система рифтогенных грабенных шельфа моря Лаптевых как недостающее звено рифтового пояса хр. Гаккеля – Момского рифта // ДАН СССР. 1990. Т. 311. № 3. С. 689–693.

Грамберг И. С., Додин Д. А. Минерально-сырьевая база Арктической зоны, состояние ее освоения и перспективы развития // *Горнодобывающие комплексы Сибири*. Улан-Удэ, 1989. С. 86–89.

Грамберг И. С., Иванов В. Я., Преображенская Э. Н. Потенциальные возможности нефтегазообразования в осадочных толщах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // *Геология шельфа восточносибирских морей*. Л.: НИИГА, 1976. С. 65–77.

Грамберг И. С., Пискарев А. Л. Этапы осадконакопления и тектогенез Лаптевоморского бассейна // Докл. РАН. Т. 382. 2002. № 1. С. 82–86.

Грамберг И. С., Пискарев И. В., Беляев И. В. Блоковая тектоника дна Восточно-Сибирского и Чукотского морей по данным анализа гравитационных и магнитных аномалий // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 5. С. 656–659.

Грамберг И. С., Сороков Д. С., Супруненко О. И. Нефтегазовые ресурсы российского шельфа // *Разведка и охрана недр*. 1993. № 8. С. 8–11.

Грамберг И. С., Супруненко О. И. Баренцевоморский нефтегазоносный осадочный бассейн – основные этапы становления // Третья междунар. конф. «Освоение шельфа арктических морей России», 23–26 сент. 1997 г.; Реф. докл. СПб.: ЦНИИ им. А. Н. Крылова, 1997. С. 44–45.

Грамберг И. С., Супруненко О. И. Нефтегазовый потенциал осадочного чехла арктических морей России // Тез. докл. Первой междунар. конф. «Освоение шельфа арктических морей России». СПб., 1993. С. 56–57.

Грамберг И. С., Супруненко О. И. Нефтегазовый потенциал осадочного чехла арктических морей России // Тр. Первой междунар. конф. «Освоение шельфа арктических морей России». М.: Ядерное общество, 1994. С. 95–97.

Грамберг И. С., Супруненко О. И. Нефтегазоносность шельфа Баренцева моря // Поиски, разведка и добыча нефти и газа в Тимано-Печорском бассейне и Баренцевом море: Тез. докл. (СПб.: ВНИГРИ, 1994. С. 18–19.

Грамберг И. С., Школа И. В., Бро Е. Г. и др. Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Сов. геология. 1985. № 1. С. 95–98.

Граусман В. В. Геологический разрез Усть-Оленёкской скв. 2370 // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 4. С. 137–140.

Грачев А. Ф. Момский материковый рифт // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 8. Л.: НИИГА, 1973. С. 56–75.

Грачев А. Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. М.: Изд-во РАН, 1996. № 12. С. 5–36.

Григорьев М. Н., Мусатов Е. Е. К вопросу о неотектонических движениях западного сектора Арктики // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л.: ПГО «Севморгеология», 1982. С. 27–36.

Гуков А. Ю. Экосистема Сибирской тундры. М.: Научный мир, 1999. 334 с.

Гуревич В. И. Голоценовое осадконакопление на Западно-Арктическом шельфе // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. С. 50–55.

Гуревич В. И. Распределение цезия-137 в донных отложениях и макробентосе Белого, Баренцева и Карского морей летом 1991 г. // Геология морей и океанов: Тез. докл. 10-й междунар. школы морской геологии. М.: ИО РАН, 1992. С. 34–36.

Гуревич В. И. Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. М.: Научный мир, 2002. 136 с.

Гусев Б. В. Структуры разрастания океанической коры в фундаменте Западно-Сибирской плиты // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 10. Л.: НИИГА, 1975. С. 9–13.

Данилов И. Д., Власенко А. Ю. Трансгрессивно-регрессивные циклы развития арктического шельфа в позднем кайнозое и их влияние на изменение природной среды // Изв. РГО. 1999. Т. 131. Вып. 4. С. 67–71.

Данные измерений теплового потока в восточной части Арктического бассейна / В. И. Власенко, А. Г. Сальман, Г. А. Томара, Б. А. Баранов // Теоретические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов. М.: Недра, 1984. С. 47–51.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. Л.: Недра, 1967. 280 с.

Дибнер В. Д. «Древние» глины и рельеф Баренцево-Карского шельфа – прямые доказательства его покровного оледенения в плейстоцене // Проблемы полярной географии: Тр. ААНИИ. Т. 285. Л., 1968. С. 118–122.

Дибнер В. Д. Земля Франца-Иосифа // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9. Кн. 2. М.: Недра, 1973. С. 354–363.

Дибнер В. Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря // Тр. НИИГА. Т. 185. Л.: Недра, 1978. 211 с.

Динамика экосистем Берингова и Чукотского морей // Под ред. Ю. А. Израэля и А. В. Цыбань. М.: Наука, 2000. 360 с.

Дитмар П. Г. Алгоритм томографической обработки сейсмических данных, предполагающий гладкость искомой функции // Физика Земли. РАН. 1993. № 1. С. 50–58.

Докембрий Новой Земли / Е. А. Кораго, Г. М. Ковалева, В. Ф. Ильин, Е. Г. Платонов // Отеч. геология. 1993. № 2. С. 36–44.

Докембрийские образования Северного острова Новой Земли / Е. А. Кораго, И. А. Андреева и др. // Новая Земля на ранних этапах геологического развития. Л.: ПГО «Севморгеология», 1984. С. 5–19.

Драчев С. С. Тектоника и мезокайнозойская геодинамика района Новосибирских островов: Автореф. канд. дис. М., 1989. 19 с.

Драчев С. С. Тектоника рифтовой континентальной окраины Северо-Восточной Евразии в Арктике (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское): Автореф. докт. дис. М., 1999. 40 с.

Драчев С. С., Елистратов А. В., Савостин Л. А. Структура и сейсмостратиграфия шельфа Восточно-Сибирского моря вдоль сейсмического профиля «Индигирский залив - остров Жаннетты» // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 4. С. 521-525.

Драчев С. С., Савостин Л. А. Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские острова) // Геотектоника. 1993. № 6. С. 33-51.

Желнин С. Г. Роль химического выветривания в рельефообразовании, на северо-востоке Азии в кайнозое // Кайнозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. межведомственного стратиграфического совещания. Магадан, 1975. С. 115-117.

Жигарев Л. А. Особенности динамики береговой криолитозоны арктических морей // Динамика арктических побережий России. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 19-34.

Жигарев Л. А., Совершаев В. А. Термоабразивное разрушение арктических островов // Береговые процессы в криолитозоне. Новосибирск: Наука. СО, 1984. С. 31-38.

Зайонц И. Л., Демус С. И., Федоров В. В. Стратиграфия кайнозоя севера Западной Сибири // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. С. 90-99.

Зайонц И. Л., Федоров В. В. Стратиграфия кайнозоя севера Западной Сибири // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. С. 90-99.

Запорожцева А. С. Туфогенно-ариллитовая гольца Усть-Енисейского района и ее происхождение // Тр. НИИГА. 1958. Т. 67. Вып. 7. С. 104-142.

Зархидзе В. С. Новейший этап развития Арктического шельфа // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 58-65.

Зацепин Е. Н. Тектоническое строение Карского шельфа по геофизическим данным: Автореф. канд. дис. Л., 1981. 26 с.

Зверев С. М. ГСЗ на оксанах за 30 лет экспедиций: методика и волновые поля // Физика Земли. 1999. № 7-8. С. 143-163.

Зверев С. М., Ярошевская Г. А., Тулина Ю. В. Глубинное строение земной коры и верхов мантии в восточной части Анголо-Бразильского геотрансверса по данным ГСЗ-КМПВ // Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. С. 24-45.

Зинченко А. Г. Геоморфологическая основа комплексных ландшафтно-геоэкологических исследований Баренцева моря // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 476-481.

Зинченко А. Г. Морфологическая динамика условия выбора пунктов мониторинга на Арктическом шельфе Евразии // Экология северных территорий России. Проблемы, прогноз ситуации, пути развития, решения: Мат-лы междунар. конф. Архангельск: Институт экологических проблем Севера УрО РАН, 2002. С. 572-577.

Зинченко А. Г. Новая орографическая схема Арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 3. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 39-56.

Зинченко А. Г., Ласточкин А. Н. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 38 с.

Иванов В. Л. Оленёкское месторождение битумов (Геологическое строение и условия формирования) // Тр. НИИГА. Т. 182. Л.: Недра, 1979. 104 с.

Иванов В. Л., Непомидуев В. Ф. Новые данные о битумопоявлениях в палеозойских и триасовых отложениях Новосибирских островов // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Л.: НИИГА, 1975. С. 55-60.

Иванов В. Н., Качурина Н. В., Шкатов Е. П. Ландшафтно-геоэкологическое картирование Арктических территорий (на примере желоба Святой Анны) // Концептуальные проблемы геоэкологического изучения шельфа. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 63-68.

Иванов Г. И., Грамберг И. С., Крюков В. Л. Уровни концентраций загрязняющих веществ в придонной морской Среднезападно-Арктического шельфа // ДАН СССР. 1997. № 3. С. 365-368.

Иванов Г. И., Грамберг И. С., Попомаренко Т. В. Уровни концентраций загрязняющих веществ в придонной морской среде Печорского моря // Докл. РАН. 1999. Т. 365. № 5. С. 689–692.

Иванов О. А., Яшин Д. С. Новые данные о геологическом строении о. Новая Сибирь // Сборник статей по геологии Арктики. Т. 96. Вып. 8. Л.: НИИГА, 1959. С. 61–78.

Иванова А. М. Геолого-тектонические предпосылки формирования россыпей в шельфовых областях Советской Арктики // Россыпеобразование на арктических и дальневосточных шельфах СССР. Л.: ПГО «Севморгеология», 1983. С. 5–18.

Иванова А. М. Зоны шельфового россыпеобразования // Прогнозирование и поиски россыпей на шельфе. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 5–18.

Иванова А. М., Супруненко О. И., Ушаков В. И. Минерально-сырьевой потенциал шельфовых областей России. СПб.: ВНИИОкеангеология. 1998. 108 с.

Иванова А. М., Ушаков В. И. Минерально-сырьевой потенциал шельфовых зон России. Гвердые полезные ископаемые // Минеральные ресурсы России: экономика и управление. М.: ЗАО «Геонформмарк», 1998. № 5. С. 6–12.

Иванова Н. М. Предполагаемые палеозойские рифы в южной и центральной частях Баренцевого шельфа // Тез. докл. междунар. конф. по потенциалу нефти и газа в Баренцевом и Карском морях и прилегающей суши. Мурманск, 1992. С. 29.

Иванова Н. М., Секретов С. Б. Разрез осадочного чехла центральной части моря Лаптевых (по данным МОВ ОГТ) // Геологическое строение перспективных в нефтегазоносном отношении приполярных акваторий Мирового океана. Л.: НПО «Севморгео», 1989. С. 77–91.

Иванова Н. М., Секретов С. Б., Шкарубо С. И. Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // Океанология. 1989. Т. 29. Вып. 5. С. 789–795.

Игнатова В. А. Геодинамическая эволюция, особенности строения и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Дальнего Востока России // Геология, геохимия, геофизика и разработка нефти и газа. М.: ВНИГРИ. 1998. С. 107–125.

Измерение теплового потока через дно Северного Ледовитого океана в области срединного хребта Гаккеля / Е. А. Любимова, Г. А. Томара, Р. М. Деменицкая и др. // ДАН СССР. 1969. Т. 186. № 6. С. 1318–1321.

Искусственные радионуклиды в донных отложениях Кольского залива / Дж. Смит, Л. В. Поляк, Б. Г. Ванштейн, А. Е. Рахманов // Геология морей и океанов: Тез. докл. XIII междунар. школы морской геологии. Т. 1. М.: ИО РАН, 1999. С. 335–336.

Исследования современных донных осадков в связи с проблемой экологии / И. А. Андреева, В. С. Аллонов, Г. П. Гринберг, В. Я. Кабаньков // Освоение шельфа Арктических морей России РАО-97: Мат-лы III междунар. конф. Ч. 2. СПб.: ЦНИИ им. А. Н. Крылова, 1998. С. 543–548.

Каленич А. П., Жуков В. В. Новые данные о магматизме коллизийного этапа Новой Земли // Российская Арктика. Геологическая история, минералогия, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 300–309.

Калинко М. К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины // Тр. НИИГА. 1959. Т. 104. 360 с.

Каменева Г. И., Ильченко Л. Н. Новые данные о возрасте метаморфического комплекса о. Врангеля // ДАН СССР. 1978. Т. 227. № 2. С. 431–434.

Карасик А. М. Магнитные аномалии океана и гипотеза разрастания океанического дна // Геотектоника. 1971. № 2. С. 3–19.

Карасик А. М. Магнитные аномалии хр. Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 5. Л.: НИИГА, 1968. С. 8–19.

Карасик А. М., Савостин Л. А., Зоненшайн Л. П. Параметры движения литосферных плит в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана // ДАН СССР. 1983. Т. 273. № 5. С. 1191–1196.

Катагенез и нефтегазоносность / Г. М. Парпарова, С. Г. Неручев, А. В. Жукова и др. Л.: Недра, 1981. 240 с.

К вопросу позднечетвертичного осадкообразования в районе Центральной возвышенности Баренцева моря / Г. А. Тарасов, И. А. Погодина, В. Б. Хасанкаев, И. И. Гриценко, Г. Г. Матишов // Докл. РАН. 1999. Т. 367. № 6. С. 792–795.

Кийко О. А., Петрова В. И. Оценка экологического состояния районов шельфовых месторождений нефти и газа как основа природоохранных мероприятий // Освоение недр и экологические проблемы – взгляд в XXI век. М., 2001. С. 176–183.

Кийко О. А., Погребов В. Б. Концентрации тяжелых металлов, стойких органических соединений и радионуклидов в бентосе Западно-Арктического шельфа России // Геохим. биосферы: Тез. докл. Новороссийск, 1994. С. 56–57.

Кийко О. А., Погребов В. Б. Статистический анализ пространственно-временной структуры донного населения Баренцева моря и прилежащих акваторий // Биология моря. 1998. Т. 24. № 1. С. 3–9.

Ким Б. И. Новая стратификация отражающих горизонтов плитного чехла Лаптевского шельфа // Проблемы развития морских геотехнологий, информатики и геоэкологии: Тез. докл. IV межведомственной конф. по новейшим достижениям в морской геологии. СПб., 1994. С. 60–61.

Ким Б. И., Анпилов В. С., Сиренко Б. И. Термальный очаг на Лаптевоморском окончании хр. Гаккеля // Геология морей и океанов. Тез. докл. 12-й междунар. школы морской геологии. Т. 2. М.: ГЕОС, 1997. С. 155–156.

Ким Б. И., Верба В. В., Дик Г. Г. Новые представления о строении хр. Ломоносова // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 2. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. С. 89–97.

Ким Б. И., Верба В. В., Харитонов Л. Я. Особенности структуры и мощность осадочного чехла Евразийского бассейна // Геодинамика и экология: Мат-лы по междунар. конф. Архангельск, 1999. С. 158–160.

Ким Б. И., Иванова Н. М. О возрасте сейсмокомплексов, выделенных на Лаптевском континентальном склоне и прилегающей части Евразийского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 3. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 82–92.

Ким Б. И., Слободин В. Я. Основные этапы развития Восточно-Арктических шельфов России и канадской Арктики в палеогене и неогене // Геология складчатого обрамления Американо-Евразийского суббассейна. СПб.: НПО «Севморгеология», 1991. С. 104–116.

Ким Б. И., Харитонов Л. Я. К вопросу о возрасте первого магнитного горизонта на шельфе моря Лаптевых и центриклинальном замыкании Евразийского бассейна // Российский геофиз. журнал. 2001. № 23–24. С. 74–83.

Ким Б. И., Яшин Д. С. Тектоника и нефтегазоносность Чукотского шельфа // Тектоника осадочных бассейнов Северной Евразии: Тез. докл. Межведомственного совещания / РАН, Геол. ин-т РАН, Геол. фак-т МГУ. М., 1995. С. 58–60.

Киселев Ю. Г. Глубинная геология Арктического бассейна. М.: Недра, 1986. 222 с.

Клёнова М. В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.

Клёнова М. В. Гидродинамические процессы и геология моря // Океанология. 1969. Вып. 1. С. 151–155.

Клубов Б. А. Природные битумы Севера. М.: Наука, 1983. 208 с.

Клубов Б. А., Острой А. С. О первых находках природных битумов на Земле Франца-Иосифа // ДАН. Т. 342. № 6. 1995. С. 785–788.

Ковалева Г. А., Голубков В. С., Гусев Б. В. Современные движения о-ва Земля Александры (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Л.: НИИГА, 1974. С. 87–92.

Ковалева Г. Н. История становления тектонической структуры Южного острова Новой Земли: Автореф. канд. дис. М.: МГУ, 1984. 16 с.

Коган А. Л. Постановка сейсмических работ методом КМПВ–ГСЗ с морского льда на шельфе арктических морей // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 9. Л.: НИИГА, 1974. С. 33–38.

Кодина Л. А., Люцарев С. В., Богачева М. П. Источники осадочного вещества дрейфующего льда Арктического бассейна по данным изотопного анализа органического углерода ледовой взвеси // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 4. С. 511–515.

Козырев В. Д. Геотектонические признаки нефтегазоносности новых территорий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 8. С. 113–119.

Козырев В. Д. Основные геотектонические признаки нефтегазоносности малоизученных территорий // Тр. ВНИГРИ. Вып. 379. Л.: Недра, 1977а. 132 с.

Копылова Т. Н., Полякин Я. И., Дитмар А. В. Геологические предпосылки нефтегазоносности шельфа Чукотского моря // Геология шельфа восточносибирских морей. Л.: НИИГА, 1976. С. 104–114.

Кортаев В. Н. Геоморфология и современные процессы формирования аллювиально-дельтовой равнины в устье р. Индигирки // Динамика арктических побережий России М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 65–79.

Костюхин М. Н., Степаненко В. И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. 232 с.

Косыко М. К. Восточно-Сибирское море // Геологическое строение СССР. Т. 9. Л.: Недра, 1984. С. 60–67.

Косыко М. К. Седиментационные бассейны Восточно-Сибирского и Чукотского морей // Геология морей и океанов: Докл. сов. геологов на XXVIII сессии Междунар. геологического конгресса (Вашингтон, июль 1989). Л.: ПГО «Севморгеология». 1988. С. 188–195.

Косыко М. К. Строение и история развития Котельнического складчатого комплекса (Новосибирские острова): Автореф. канд. дис. Л., 1980. 20 с.

Косыко М. К., Бондаренко Н. С., Непомнящих В. Ф. Государственная геологическая карта СССР. М-б 1 : 200 000 (серия Новосибирские острова). Листы Т-54–XXXI, XXXII, XXXIII: S-53–IV, V, VI; S-53–XI, XII; S-54–I, II, III; S-54–VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объясн. записка. М.: ПГО «Севморгеология», 1985. 162 с.

Котенев Б. Н. К палеогеографии Баренцева моря в послеледниковые и в голоцене // Палео-четвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 176–181.

Кочетов В. В., Лазарева А. П. Землетрясения Арктики // Землетрясения в СССР в 1983 году. М.: Наука, 1986. С. 125–127.

Кошелева В. А., Яшин Д. С. Донные осадки арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.

Красножен А. С. История новейшего развития южной части Новой Земли // Геология Южного острова Новой Земли. Л.: ПГО «Севморгеология». 1982. С. 100–108.

Критерии и методы количественной оценки нефтегазоносности слабоизученных крупных территорий / В. Д. Наливкин, М. Д. Белонин, В. С. Лазарев и др. // Сов. геология. 1976. № 1. С. 28–39.

Крылов С. В. Развитие петрофизических основ глубинного сейсмического зондирования на Р- и S-волнах // Геофиз. исследования литосферы. Киев, 1993. С. 105–115.

Кузин И. Л. Влияние новейших тектонических движений, колебаний уровня Мирового океана и изменений климата на формирование месторождений нефти и газа в Западной Сибири // Регион. неотектоника Сибири. Новосибирск: Наука. СО, 1983. С. 26–31.

Кулаков Ю. Н. Морфоструктурные особенности Северного Ледовитого океана и сопредельных территорий // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики: Тр. ПО «Севморгеология». Т. 190. Л.: Недра, 1983. С. 156–160.

Кунин Н. Я. Строение литосферы континентов и океанов. М.: Недра, 1989. 217 с.

Кунин Н. Я., Иогансон Л. Н. Геофизическая характеристика и строение земной коры Западной Сибири. М.: Наука, 1984. 218 с.

Кунин Н. Я., Самойлюк А. А. Строение земной коры севера Западно-Сибирской плиты // Сов. геология. 1982. № 8. С. 97–105.

Лазарева А. П., Мишарина Л. А. О напряжениях в очагах землетрясений Арктического сейсмического пояса // Физика Земли. РАН. 1965. № 2. С. 5–10.

Лазуркин Д. В. Строение Лаптевского шельфа // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Мат-лы 33-го тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 282–284.

Лазуркин Д. В. Структурная позиция и геологическое строение моря Лаптевых // Геол. характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 2. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. С. 132–134.

Ландшафтно-геоэкологические исследования акватории Баренцева моря как основа для постановки долгосрочного мониторинга / И. А. Андреева, Б. Г. Ванштейн, А. Г. Зинченко, О. А. Кий-

ко, В. И. Петрова // Концептуальные проблемы геоэкологического изучения шельфа. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 17–32.

Лапина Н. Н., Значко-Яворский Н. А., Куликов Н. Н. Полярный тип литогенеза // Генезис и классификация осадочных пород. Л.: НИИГА, 1968. С. 212–217.

Ласточкин А. Н. Геоэкология ландшафта. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1995. 280 с.

Ласточкин А. Н. Методы морского геоморфологического картографирования. Л.: Недра, 1982. 270 с.

Ласточкин А. Н. Рельеф земной поверхности (Принципы и методы статической геоморфологии). Л.: Недра, 1991. 340 с.

Ласточкин А. Н. Структурно-геоморфологические исследования на шельфе. Л.: Недра, 1978. 247 с.

Ласточкин А. Н. Функционально-динамическое доопределение элементов земной поверхности и ландшафтно-геоэкологического пространства // Вестник СПбГУ. 2000. Сер. 7. Вып. 1. № 7. С. 45–55.

Ласточкин А. Н., Нарышкин Г. Л. Орографическая схема Северного Ледовитого океана // Вестник ЛГУ. Сер. 7. 1989. Вып. 2. С. 45–54.

Левитан М. А. Палеоокеанология Индийского океана // Палеоокеанология. М.: Наука, 1984. С. 61–72.

Левченко В. А. Некоторые закономерности распределения ресурсов нефти и газа в недрах Мирового океана // Нефтегазоносность Мирового океана. М.: СЭВ, 1984. С. 234–266.

Леонova Е. М., Кийко О. А. Об экологическом состоянии акватории Кольского шельфа (Баренцево море) // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 126–132.

Лисицын А. П. Нерешенные проблемы океанологии Арктики // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 31–71.

Литвиненко И. В. Сейсмический метод при изучении глубинного строения Балтийского шита // Зап. ЛГИ. 1963. Т. 46. Вып. 2. С. 3–13.

Магматизм архипелага Де-Лонга (Восточная Арктика). Геохимия изотопов и геохронология / О. Г. Богдановский, С. Д. Минсеев, С. С. Асонов и др. // Геохимия. 1992. № 1. С. 47–56.

Магматизм архипелага Де-Лонга (Восточная Арктика). Петрография и петрохимия эффузивных пород и ассоциирующихся с ними ксенолитов (острова Жохова и Вилькицкого) / С. А. Силантьев, О. Г. Богдановский, Л. А. Савостин, Н. Н. Кононкова // Геохимия. 1991. № 2. С. 267–277.

Магматические формации СССР. В 2 т. / В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. Л.: Недра, 1979. Т. 1. 319 с. Т. 2. 279 с.

Макарьева Е. М. Характеристика магматических образований архипелага Земля Франца-Иосифа по материалам геологической съемки // Актуальные проблемы региональной геологии Баренцево-Карского шельфа и прилегающей зоны: Тез. докл. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 41.

Макеев В. М., Давыдов В. И., Устрицкий В. И. Находка среднекаменноугольных отложений с тропической фауной на островах Де-Лонга // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Арктики. Л.: ПГО «Севморгеология», 1991. С. 167–170.

Маловицкий Я. П., Мартиросян В. Н., Федоровский Ю. Ф. Геолого-геофизическая изученность и нефтегазоносность дна Баренцева и Печорского морей // Разведка и охрана недр. 1998. № 4–5. С. 8–12.

Масуренков Ю. П., Флеров Г. В. Базальты острова Беннетта в Советской Арктике // Вулканология и сейсмология. 1989. № 1. С. 36–53.

Матишов Г. Г., Волков В. А., Денисов В. В. О структуре теплых атлантических вод в северной части Баренцева моря // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 4. С. 553–556.

Матишов Г. Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.

Матишов Г. Г. Мировой океан и оледенение Земли. М.: Мысль, 1987. 270 с.

Матишов Д. Г., Матишов Г. Г. Новые данные о радиоактивном загрязнении Черной губы (Новая Земля) // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 2. С. 252–254.

Махлаев Л. В. А-граниты севера Урала // Докл. РАН. 1995. Т. 340. № 4. С. 514–517.

Махотина Г. П. Особенности развития и строения новейшей структуры Баренцево-Карского шельфа // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л.: ПГО «Севморгеология», 1982. С. 9–14.

- Мезокомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты* / Под ред. В. С. Суркова. М.: Недра, 1986. 148 с.
- Медведев В. С., Потехина Е. М.* Количественное распределение и особенности динамики взвеси в юго-восточной части Баренцева моря // *Океанология*. 1986. Т. 26. Вып. 4. С. 639–645.
- Межвилк А. А.* Третичные отложения Северного Хараулаха // *Тр. НИИГА*. 1958. Т. 80. Вып. 5. С. 61–78.
- Мизгай И. М.* Геологическое строение района мыса Цветкова на восточном Таймыре // *Тр. НИИГА*. Т. 36. Л.; М.: Изд-во Главсевморпути, 1952. 58 с.
- Михайлов В. Н.* Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
- Морфоструктурный анализ речной сети СССР* / Отв. ред. И. П. Герасимов, С. С. Коржуев. М.: Наука, 1979. 305 с.
- Мурдмаа И. О., Иванова Е. В.* Последледниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // *Литология и полезные ископаемые*. 1999. № 6. С. 576–595.
- Мусатов Е. Е.* Неотектоника Арктических континентальных окраин // *Физика Земли*. РАН, 1996. № 12. С. 72–78.
- Мусатов Е. Е.* Неотектоника Баренцево-Карского шельфа // *Изв. ВУЗов. Геология и разведка*. 1990. № 5. С. 20–27.
- Мусатов Е. Е.* Неотектонические критерии нефтегазоносности Баренцево-Карского шельфа // *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1997. № 3. С. 43–51.
- Мусатов Е. Е.* Палеодолины Баренцево-Карского шельфа // *Геоморфология*. 1998. № 2. С. 90–95.
- Мусатов Е. Е.* Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое // *Геоморфология*. 1989. № 3. С. 76–84.
- Мусатов Е. Е., Мусатов Ю. Е.* К проблеме происхождения фиордов (на примере Западной Арктики) // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 1992. Т. 67. Вып. 3. С. 28–33.
- Наливкин В. Д.* Особенности размещения выявленных областей нефтегазоаккумуляции // *Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР*. 1981. Вып. 512. С. 27–35.
- Насичук В. В.* Топливо-энергетические и минеральные ресурсы Канадской Арктики // *Минералогия Арктики*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. С. 37–52.
- Нефтегазоносность России* / К. А. Клещев, Ю. П. Миرونчев, Б. Я. Вассерман, В. И. Лукинев, И. П. Мясникова, Н. С. Сабанеев, Т. И. Спирина, Т. В. Яценко М.: ВНИГНИ, 1997. 122 с.
- Нефтегазоносность Северо-Востока Азии* / Н. А. Крылов, Г. Т. Юдин, В. Ф. Мазанов, Ху-Цзяньи, Сюй-Шубао, М. П. Михайлова, М. Г. Лувишис, П. А. Глаголев, А. Н. Джус. М.: ИГРГИ, 1997. 260 с.
- Нефтегазоносные бассейны Охотоморского региона* / В. Н. Астафьев, С. М. Богданчиков, Э. Г. Коблов, Ю. С. Мавринский, В. В. Харахинов // *Нефтегазоносные бассейны Западно-Тихоокеанского региона и сопредельных платформ*. СПб.: ВНИГРИ, 1998. С. 56–63.
- Нефтегазоносные комплексы Западно-Сибирского бассейна* / М. Я. Рудкевич, Л. С. Озеранская, Н. Ф. Чистякова и др. М.: Недра, 1988. 303 с.
- Нефтегазоносные рифогенные образования в палеозойских отложениях на шельфе Баренцева моря* / Е. Г. Бро, В. М. Десятков, Э. Н. Преображенская, Д. К. Патрунов // *Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. С. 6–12.
- Никитин Б. А., Хведчук И. И.* Нефтяное месторождение Приразломное на Арктическом шельфе России // *Геология нефти и газа*. 1997. № 2. С. 26–29.
- Никифоров С. Л.* Геоморфология дна западной части Восточно-Сибирского моря // *Океанология*. 1984. Т. 24. Вып. 6. С. 948–953.
- Николаев Н. И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 492 с.
- Никонов А. А.* Современные вертикальные движения побережий северных и дальневосточных морей СССР // *Геология и геофизика*. 1980. № 12. С. 71–77.
- Новейшая тектоника Северной Евразии* / Под ред. А. Ф. Грачева. Объясн. зап. к карте новейшей тектоники Северной Евразии м-ба 1 : 5 000 000. М.: ГЕОС, ОИФЗ РАН, 1998. 147 с.
- Новосибирские острова* / Д. А. Вольнов, В. Н. Войцеховский, О. А. Иванов и др. // *Геология СССР*. Т. 21: Острова Советской Арктики. М.: Недра, 1970. С. 324–374.

Новосибирские острова. Геологическое строение и минерагения / В. К. Дорофеев, М. Г. Благоевещенский, А. Н. Смирнов, В. И. Ушаков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 130 с.

О защите морской среды от загрязнений в Арктическом регионе (по материалам слушаний в Комитете по экологии Госдумы РФ 12 марта 2001 г.) // Использование и охрана природных ресурсов в России. 2001. № 5. С. 90–91.

Обзорное ландшафтно-геоэкологическое картографирование Арктического шельфа как основа для проектирования мониторинга / И. А. Андреева, Б. Г. Ванштейн, А. Г. Зинченко, О. А. Кийко, В. Я. Кабаньков, В. И. Петрова // Экология северных территорий России. Проблемы, прогноз ситуации, пути развития, решения: Мат-лы Междунар. конф. Т. 1. Архангельск: Ин-т геоэкологических проблем Севера УрО РАН, 2002. С. 418–423.

Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России м-ба 1 : 2 500 000 / В. И. Богацкий, Н. А. Богданов, С. Л. Костюченко и др. М.: Институт литосферы РАН, 1996. 94 с.

Объяснительная записка к тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. М-б: 1 : 2 500 000 / Н. А. Богданов, В. Е. Хаин, О. М. Розен и др. Ред. Н. А. Богданов и В. Е. Хаин. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998. 127 с.

Опекунов А. Ю. Дифференциация осадочного материала на шельфе восточно-арктических морей (на примере Анадырского залива): Автореф. канд. дис. Л.: ВНИИОкеангеология, 1990. 24 с.

Опыт тектонического районирования фундамента Баренцево-Карского региона / М. К. Косьюко, Е. А. Кораго, А. Л. Пискарев и др. // Актуальные проблемы региональной геологии Баренцево-Карского шельфа и прилегающей зоны: Тез. докл. СПб., 1997. С. 35–36.

Ордовикские и силурийские отложения севера Новой Земли (р-н мыса Сахарова) / В. И. Бондарев, И. А. Андреева, Е. П. Карноушенко и др. // Стратиграфия и фауна палеозоя Новой Земли. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 5–16.

Орленок В. В. Морская сейсмоакустика. Калининград: Изд-во КИУ, 1997. 178 с.

Орографическая карта Арктического бассейна м-ба 1 : 5 000 000. Отв. редактор И. С. Грамберг. Гл. редактор Г. Д. Нарышкин. Хельсинки: Karttakeskus, 1995.

Осадочный чехол Баренцевоморского шельфа по данным параметрического бурения на островах / Е. Г. Бро, Т. М. Пчелина, Э. Н. Преображенская и др. // Проблемы нефтегазоносности Мирового океана. М.: Наука, 1989. С. 191–197.

Осадочный чехол Западно-Арктической мегаплатформы (тектоника и сеймостратиграфия). Е. Ф. Безматерных, Б. В. Сеннин, Э. В. Шпилов и др. Мурманск: НИИморгеофизика, 1993. 184 с.

Особенности геологического строения и задачи доразведки нефтяного месторождения Варандей море / Е. В. Захаров, А. Н. Тимонин, Е. В. Сусликов, А. Н. Тимонин, А. Е. Сусликов, А. Д. Дзюболо // Тр. Третьей Междунар. конф. «Освоение шельфа арктических морей России РАО-97». Т. 1. СПб.: ЦНИИ им. А. П. Крылова, 1998. С. 298–307.

Открытия месторождений и перспективы нефтегазоносности Баренцевоморского региона / Ю. Ф. Федоровский, А. В. Борисов, О. А. Заливчий и др. // Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области (нефтегазоносность Баренцевоморского шельфа). Препринт. Апатиты, 1990. С. 4–21.

Павленкин А. Д., Поселов В. А., Буценко В. В. Структура литосферы по геотраверсам ГСЗ в Арктике // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 1. Ч. 2. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. С. 145–155.

Павленкова Н. И. Сопоставление разных вариантов разрезов по профилю ГСЗ в Баренцевом море // Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты, 1986. С. 91–99.

Павлидис Ю. А. Обстановки осадконакопления в Чукотском море и фациально-седиментационные зоны его шельфа // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982. С. 47–75.

Павлидис Ю. А. Особенности распределения поверхностных осадков восточной части Баренцева моря // Океанология. 1995. Т. 35. № 4. С. 614–622.

Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности / С. Д. Соколов, А. Н. Диденко, В. Н. Григорьев, М. В. Алексютин, Г. Е. Бондаренко, К. А. Крылов // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.

Параметрические скважины на о. Колгуев / Е. Г. Бро, Э. Н. Преображенская, З. З. Ронкина и др. // Сов. геология. 1988. № 3. С. 32–38.

Первые ⁴⁰Аг-³⁹Аг определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозонд / П. Лейер, Л. М. Парфенов, А. А. Сурнин, В. П. Тимофеев // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 5. С. 621–624.

Перспективы нефтегазоносности архипелага Земля Франца-Иосифа / О. И. Супруненко, Н. К. Евдокимова, И. В. Школа, Е. Г. Бро, В. Д. Дибнер, А. А. Макарьев, Н. М. Столбов, Н. В. Устинов // Геол.-геофиз. характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 2. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. С. 153–168.

Петрова В. И., Батова Г. И. Угледородные аномалии в донных осадках Баренцева моря: природа и источники // Геология морей и океанов: Тез. докл. XII Международной школы морской геологии. Т. 2. М.: ГЕОС, 1997. С. 95–96.

Петрова В. И., Батова Г. И., Галишев М. А. Корреляционная диагностика УВ-аномалий в донных осадках Арктического шельфа // Геохимия. 2000. № 3. С. 301–308.

Петрушевская М. Г. История микропланктона Норвежского моря. Л.: Недра, 1979. 183 с.

Пискарев А. Л., Беляев И. В. Разломно-блоковая структура дна Восточно-Сибирского и Чукотского морей по данным анализа гравитационных и магнитных аномалий // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 1. Ч. 1. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. С. 45–63.

Пискарев А. Л., Чернышев М. Ю. Магнитные и гравитационные аномалии севера Западной Сибири и размещение месторождений нефти и газа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 2. С. 45–51.

Пискарев А. Л., Манухова А. В., Чернышев М. Ю. Геодинамическая система моря Лаптевых по данным анализа гравитационных и магнитных аномалий // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 230–233.

Плахт И. Р. Кайнозойские отложения Чокурлахского подводного месторождения Ванькиной губы // Кайнозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. межведомственного стратиграфического совещания. Магадан, 1975. С. 67.

Повышева Л. Г., Устрицкий В. И. О фациальной зональности в верхнепермских отложениях Новой Земли // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 4. С. 105–111.

Повышева Л. Г., Устрицкий В. И. Пермские отложения Новой Земли // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 5. С. 25–34.

Погребницкий Ю. Е. Геодинамика – ландшафт – экология (постановка вопроса) // Новое в экологии и безопасности жизнедеятельности. Т. 2. СПб.: БГТУ (Воснмех). 1999. С. 300–309.

Погребницкий Ю. Е. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Сов. геология. 1976. № 12. С. 3–22.

Погребницкий Ю. Е. Геологическая природа Арктики // Арктика на пороге третьего тысячелетия. СПб.: Наука, 2000. С. 91–104.

Погребницкий Ю. Е. Основные этапы и рубежи развития Арктической континентальной окраины СССР в неогене // Сов. геология. 1984. № 7. С. 32–41.

Погребницкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой области // Тр. НИИГА. Т. 166. Л.: Недра, 1971. 248 с.

Погребницкий Ю. Е. Раскрытие Северного Ледовитого океана и существующие геологические процессы на окружающих континентах // Региональная геология и металлогения. 1997. № 7. С. 129–136.

Погребов В. Б., Куйко О. А. Комплексный анализ океанологической, геологической и биологической информации для оценки состояния прибрежных акваторий морей Российской Арктики // Экологический мониторинг морей Западной Арктики: Тез. докл. Мурманск, 1997. С. 110–114.

Подгорных Л. В. Геотермическая изученность Арктического региона // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 1. Ч. 1. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. С. 64–69.

Подгорных Л. В., Хуторской М. Д. Планетарный тепловой поток. Карта м-ба 1: 30 000 000. Объясн. записка. М.; СПб.: Оргсервис ЛТД, 1977. 65 с.

Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений / Л. М. Балакина, А. В. Введенская, Н. В. Голубева и др. М.: Наука, 1972. 192 с.

- Поляк Л. В. О распределении фораминифер на внутреннем шельфе Чукотского моря // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 130–133.
- Поляк Л. В. Стратиграфия и условия формирования верхнечетвертичных отложений Баренцева моря // Кайнозой шельфа и осровов Советской Арктики. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. С. 63–75.
- Полякова Е. И. Диатомей арктических морей СССР и их значение при исследовании донных осадков // Океанология. 1988. Т. 28. Вып. 2, С. 288–292.
- Полякова Е. И., Возовик Ю. И. Некоторые вопросы развития Чукотского моря в голоцене (по комплексам диатомей) // Океанология. 1984. Т. 24. Вып. 5. С. 789–793.
- Пономарев Т. Я., Романова Н. В. Герцинский магматизм Байдарской зоны разломов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 3. С. 678–682.
- Попов Б. А., Совершаев В. А. Принципы выделения динамических зон в области шельфа // Теоретические и методологические основы комплексного изучения и освоения шельфов. Л.: ВГО, 1978. С. 116–118.
- Поселов В. А., Буценко В. В., Павленкин А. Д. Альтернатива спрединговой природе Евразийского бассейна по сейсмическим данным (на примере геотрансекта хребет Гаккеля – хребет Ломоносова) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 2. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. С. 177–183.
- Потоки взвешенного вещества в донные отложения моря Лаптевых по данным уран-натриевого метода / В. М. Купцов, А. П. Лисицын, В. П. Шевченко, В. И. Буренков // Океанология. 1999. Т. 39. Вып. 4. С. 597–604.
- Преображенская Э. Н., Устрицкий В. И., Бро Е. Г. Палеозойские отложения о. Колгуев (Баренцево море) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 3. 1995. № 5. С. 75–85.
- Преображенская Э. Н., Устрицкий В. И., Чувазов Б. И. Нижнепермские рифы на острове Колгуев (по результатам глубоководного бурения) // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 1. С. 71–74.
- Приновоземельский шельф в позднечетвертичное время / Н. Н. Дунаев, В. А. Левченко, Л. Р. Мерклин, Ю. А. Павлидис // Океанология. 1995. Т. 35. Вып. 3. С. 440–450.
- Проблемы минерализации Арктики / Д. А. Додин, А. Н. Вишневский, С. А. Гулин, Г. И. Кавардин // Минерализация Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. С. 7–19.
- Проблемы стратиграфии нижней и средней юры Западной Сибири / В. П. Десятков, А. М. Казаков, Г. В. Касаткина и др. // Геология и геофизика. 1994. № 12. С. 3–17.
- Пуцаровский Ю. М., Непрочнов Ю. П. Тектонические неоднородности и глубинное строение глубоководных впадин Южной Атлантики // Геотектоника. 2002. № 2. С. 15–26.
- Пуцаровский Ю. М. Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 1976. № 2. С. 3–14.
- Пчелина Т. М. История триасового осадконакопления на Шпицбергене и прилегающем шельфе Баренцева моря // Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 135–155.
- Пчелина Т. М. К вопросу о возрасте осадочной толщи острова Надежды (Свальбард) // Мезозойские отложения Свальбарда. Л.: НИИГА, 1972. С. 75–81.
- Пчелина Т. М. Нефтегазоматеринская толща среднего триаса Баренцевоморского шельфа // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. С. 13–18.
- Пчелина Т. М. Нефтепродуктивность девонских отложений района Миммердален (арх. Шпицберген) // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. С. 39–47.
- Пчелина Т. М. Новые данные по пограничным слоям триаса и юры на архипелаге Свальбард // Геология осадочного чехла архипелага Свальбард. Л.: НИИГА, 1980. С. 44–60.
- Пчелина Т. М. Новые материалы по стратиграфии мезозоя архипелага Шпицберген // Геология Шпицбергена. Л.: ПГО «Севморгеология», 1983. С. 121–141.
- Пчелина Т. М. Палеогеографические реконструкции Баренцево-Карского региона в триасовом периоде в связи с нефтегазоносностью // Третья междунар. конф. «Освоение шельфа арктических морей России», 23–26 сент. 1997 г. Реф. докл. СПб.: ЦНИИ им. А. Н. Крылова, 1998. С. 261–263.

Пчелина Т. М. Пермские и триасовые отложения о. Эдж (Свальбард) // Стратиграфия и палеонтология докембрия и палеозоя Севера Сибири. Л.: НИИГА, 1977. С. 59–71.

Пчелина Т. М. Триасовые отложения о. Медвежьего // Мезозойские отложения Свальбарда. Л.: НИИГА, 1972. С. 5–20.

Радионуклиды в морях западной Арктики / Г. Г. Матишов, Д. Г. Матишов, Е. Щипа, К. Риссанен // Изв. РАН. Серия геогр. 1995б. № 6. С. 36–42.

Радионуклиды в экосистеме региона Баренцева и Карского морей / Г. Г. Матишов, Д. Г. Матишов, К. Риссанен, Л. Г. Павлова, Е. Щипа // Докл. РАН. 1995а. Т. 344. № 6. С. 810–811.

Радионуклиды на Кольском полуострове, Новой Земле, Земле Франца-Иосифа и в Баренцевом море / Г. Г. Матишов, Д. Г. Матишов, В. В. Подобедов и др. Апатиты: КНИЦ РАН, 1992. 67 с.

Разрез палеозойских и мезозойских отложений Гуляевского вала / О. Н. Преображенская, Н. В. Устинов, М. Ф. Соловьева, А. А. Матигоров // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на море и островах). Л.: ПГО «Севморгеология», 1988. С. 125–138.

Распределение органического и карбонатного углерода в донных осадках Восточно-Сибирского моря – роль литологических, гидрологических и геоморфологических параметров / В. И. Петрова, А. Г. Зинченко, А. В. Куршева, Е. В. Наркевский // Геология морей и океанов (тез.). Т. 2. М.: ГЕОС, 2001. С. 208–209.

Расчленение разреза Айонской скважины по новым биостратиграфическим данным / В. Я. Слободин, Б. И. Ким, Г. В. Степанова, Ф. Я. Коваленко // Стратиграфия и палеонтология Советской Арктики. Л.: ПГО «Севморгеология», 1990. С. 43–58.

Рельеф дна Северного Ледовитого океана. Карта м-ба 1 : 5 000 000. 1 УНМО МО, ВНИИОкеангеология, РАН, СПб. 1999.

Ризниченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясения. М.: Наука, 1976. С. 9–27.

Роль баротропных изменений уровня моря в формировании режима течений на шельфе восточной части моря Лаптевых / И. А. Дмитренко, А. Я. Хьюлемманн, С. А. Кириллов, С. Л. Березювская, Х. Кассенс // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 1. С. 101–107.

Раманюк Т. В. Сейсмоплотностное моделирование тектоносферы вдоль геотраверса «Кратон» // Разведка и охрана недр. 1995. № 5. С. 24–31.

Ронкина З. З., Вишневская Т. Н., Ефремова В. И. Вещественный состав мезозойских отложений о. Колгуев // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 59–73.

Ронкина З. З., Данюшевская А. И. Геологический разрез Мурманской площади // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на море и островах). Л.: ПГО «Севморгеология», 1988. С. 84–102.

Россыпные месторождения России и других стран СНГ. М.: Научный мир. 1997.

Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклинальные области Северо-Востока СССР // Уч. зап. НИИГА. Регион. геология. 1969. Вып. 15. С. 5–27.

Савинова Т. Н. Химическое загрязнение северных морей. Апатиты: КНИЦ АН СССР, 1990. 146 с.

Савостин Л. А., Драчев С. С. Кайнозойское сжатие в районе Новосибирских островов и его связь с раскрытием Евразийского суббассейна // Океанология. 1988. Т. 28. Вып. 5. С. 775–782.

Савостин Л. А., Карасик А. М., Зоненштайн Л. П. История раскрытия Евразийского бассейна Арктики // ДАН СССР. 1984. Т. 275. № 5. С. 1156–1161.

Саидова Х. М. Стратиграфия и палеогеография голоцена Чукотского моря и Берингова пролива по фораминиферам // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982. С. 92–114.

Самойлович Ю. Г., Каган Л. Я., Иванова Л. В. Четвертичные отложения Баренцева моря. Апатиты: КНИЦ РАН, 1993. 72 с.

Самусин А. И., Белоусов К. Н. Государственная геологическая карта СССР. М-6 1 : 200 000 (серия Новосибирск острова). Листы S-53–XVI, XVII, XXII, XXIII; S-54–XIV, XV, XVI, XX, XXI, XXII, XXIII, XXIV, XXVII, XXVIII, XXIX, XXX. Объясн. записка. Ред. А. М. Иванова. М.: ПГО «Севморгеология», 1985. 130 с.

Северная Земля. Геологическое строение и минералогия / Под ред. И. С. Грамберга, В. И. Ушакова. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 187 с.

- Северный Ледовитый океан / Л. В. Подгорных, В. Н. Меркушев, Я. Б. Смирнов и др. // Методические и экспериментальные основы геотермии. М.: Наука, 1983. С. 181–185.
- Секретов С. Б. Геологическое строение Лаптевского шельфа по материалам сейсмических исследований МОВ ОГТ: Автореф. канд. дис. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993, 23 с.
- Семевский Д. В. Неотектоника архипелага Шпицберген // Мат-лы по стратиграфии Шпицбергена. Л.: НИИГА, 1967. С. 225–238.
- Семенов Ю. П. О некоторых особенностях формирования донных отложений Восточно-Сибирского и Чукотского морей // Антропогенный период в Арктике и Субарктике: Тр. НИИГА. Т. 143. М.: 1965. С. 350–353.
- Семенов Ю. П. Условия образования донных отложений моря Лаптевых // Геология моря. Вып. 1. Л.: НИИГА, 1971. С. 47–53.
- Сенин Б. В., Шинилов Э. В. Древние массивы и межвые тектонические зоны северного обрамления Балтийского щита (Баренцево море) // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. М.: Наука, 1992. С. 29–36.
- Сенин Б. В., Шинилов Э. В., Юнов А. Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск: Кн. изд-во, 1989. 176 с.
- Сесил М. П., Харрисон Дж. К., Парриш Р. Уран-свинцовый возраст интрузивных пород врангелевского комплекса о. Врангеля, СССР // Геология складчатого обрамления Американо-Азиатского суббассейна. СПб.: ПГО «Севморгеология», ВНИИОкеангеология, 1991. С. 35–44.
- Словарь по геологии нефти и газа / Ред. К. А. Черникова. Л.: Недра, 1988. 680 с.
- Смирнов А. Н. Мамонтова кость – россыпное полезное ископаемое арктической области России // Минер. ресурсы России. Экономика и управление, 1998. № 2. С. 16–20.
- Соболев Н. Н., Устрицкий В. И., Черняк Г. Е. Строение палеозойской пассивной континентальной окраины на Новой Земле // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 34–43.
- Соболевская Р. Ф. О граптолитах ордовика и силура на Новосибирских островах // Граптолиты и стратиграфия. Таллин: Изд-во АН Эст. ССР, 1976. С. 202–209.
- Современные области аккумуляции осадочного вещества в Медвежинском желобе Баренцева моря / Г. Г. Матишов, М. В. Митяев, В. Б. Хасанкаев, Г. А. Тарасов, В. А. Голубев // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 6. С. 818–820.
- Соловьев С. Л. Сейсмологические донные наблюдения в СССР и за рубежом. М.: Наука, 1986. 118 с.
- Соломатин В. И., Жигарев Л. А., Совершаев В. А. Криогенные процессы и явления на побережье и шельфе арктических морей // Динамика арктических побережий России. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 12–18.
- Столбов Н. М. Дискретность базитового магматизма арх. Земля Франца-Иосифа // Актуальные проблемы региональной геологии Баренцево-Карского шельфа и прилегающей зоны: Тез. докл. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 64–65.
- Столбов Н. М. Специфические черты магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа как отражение особенностей его геодинамики // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 3. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 137–144.
- Стратиграфия триасовых отложений арх. Земля Франца-Иосифа / Э. Н. Преображенская, И. В. Шола и др. // Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 5–15.
- Структура литосферы Баренцевского шельфа и переходных зон континент-океан пассивных окраин по данным глубинных сейсмических исследований / А. Д. Павленкин, В. А. Поселов, Л. А. Дараган-Сушова, Ю. Е. Погребницкий, В. В. Буценко, К. И. Булаткина // Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц. регион / Под ред. Ф. П. Митрофанова, Н. В. Шарова. Ч. 2. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. С. 5–40.
- Структурно-формационные комплексы арктического шельфа Восточной Сибири / В. А. Виноградов, Г. И. Гапоненко, И. С. Грамберг, В. Н. Шимараев // Сов. геология. 1976. № 9. С. 23–38.
- Структуры Земли Булге и зон сочленения ее с островами Котельный и Фаддеевский / А. Л. Пискарев, Г. П. Аветисов, Б. Л. Генин, С. М. Ларин // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 10. Л.: НИИГА, 1975. С. 35–40.

Суздальский О. В. Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей // Геология моря. Вып. 3. Л.: НИИГА, 1974. С. 27–33.

Суздальский О. В., Куликов И. В. Ландшафтно-литодинамическая схема Печорской губы // Вопросы картирования прибрежного мелководья Баренцева и Белого морей. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 72–83.

Сурков В. С., Канарейкин Б. А., Страхов А. Н. Природа преломляющих сейсмических границ в верхней части земной коры Западно-Сибирской плиты // Сов. геология. 1987. № 4. С. 100–105.

Сурков В. С. Рифтогенез и нефтегазоносные бассейны Сибири // Геология нефти и газа. 1998. № 10. С. 33–36.

Сурков В. С. Строение грабен-рифтов и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности // Рифтогенез и нефтегазоносность. М.: Наука, 1993. С. 77–85.

Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

Сурков В. С., Жеро О. Г., Смирнов Л. В. Арктико-Северо-Атлантическая рифтовая мегасистема // Геология и геофизика. 1984. № 8. С. 3–11.

Сурин А. А., Округин А. В., Зайцев А. И. Глубинные ксенолиты в базальтах Восточной Якутии // Отеч. геология. 1998. № 6. С. 44–48.

Таньгин И. А. Геологические критерии поисков залежей УВ в юрско-меловых отложениях южной и центральной части Баренцева моря: Автореф. канд. дис. М., 1995. 26 с.

Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР / Под ред. Р. М. Деменицкой и Ю. Е. Погребницкого // Тр. НИИГА. Т. 171. Л.: Недра, 1974. 144 с.

Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли / Ред. Ю. Е. Погребницкий. СПб.: Недра, 1992. 196 с.

Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России м-ба 1 : 2 500 000. Под ред. Н. А. Богданова, В. Е. Хаина. М.: Ин-т литосферы РАН, 1996.

Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири м-ба 1 : 2 500 000 / Под ред. Н. А. Богданова, В. Е. Хаина. М.: Ин-т литосферы РАН, 1998.

Тектоническое строение и возраст фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона / А. П. Смелов, В. П. Ковач, В. Д. Габышев, и др. // Отеч. геология. 1998. № 6. С. 6–10.

Тимофеев П. П., Еремеев В. В. Мезозойская и кайнозойская история осадочного чехла Атлантического океана // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 12–28.

Тимофеева Т. Н. Девонский мафитовый магматизм Новой Земли // Автореф. канд. дис. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 20 с.

Труфанов Г. В., Белоусов К. Н., Непомилуев В. Ф. Государственная геологическая карта СССР. М-б 1 : 200 000 (серия Новосибирские острова). Листы Т-54 – XXXIV, XXXV, XXXVI; Т-56 – XXXIII; S-54 – IV, V, VI, X, XI, XII; S-55 – I, II, III, IV, V, VI, VВторого, VIII, XI, X, XI, XII; S-56 – III, VII. Объясн. записка. М.: Севморгеология, 1986. 106 с.

Удолов В. И. Очаговая сейсмичность и долгосрочный прогноз землетрясений // Проблемные вопросы сейсмологии Средней Азии. Ташкент: ФАН, 1988. С. 32–87.

Уровни цезия-137 в донных отложениях моря Лаптевых / Г. Г. Матишов, Д. Г. Матишов, К. Рисанен, А. Рахор. Апатиты: КНЦ РАН, 1994. 235 с.

Устинов Н. В. Юрско-меловые отложения южной части Баренцева и Карского морей (сходство и различие в связи с их нефтегазоносностью) // Третья междунар. конф. «Освоение шельфа арктических морей России», 23–26 сент. 1997 г.: Реф. докл. СПб.: ЦНИИ им. А. Н. Крылова, 1997. С. 257–260.

Устрицкий В. И. О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра // Геотектоника. 1985. № 1. С. 51–61.

Устрицкий В. И., Храмов А. Н. История формирования современной структуры Арктики // Тектонические процессы: Докл. сов. геологов на XXXVIII сессии Междунар. геол. конгресса. М.: Наука, 1989. С. 122–130.

Устрицкий В. И. Триасовые и верхнепермские отложения полуострова Адмиралтейства (Новая Земля) // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981. С. 55–65.

Физические свойства осадочного покрова территории СССР / Ред. М. И. Озерская, Н. В. Подоба. М.: Недра, 1967. 772 с.

Фомичев В. А., Волкова Н. К. Литология разрезов Ямальской и Гыданской нефтегазоносных областей // Литология разрезов Западной Сибири по геофизическим исследованиям. Тюмень, 1989. С. 51–59.

Фрадкина А. Ф., Труфанов Г. В., Вакуленко А. С. Эоцен Новосибирских островов // Континентальные третичные толщи северо-востока Азии. Новосибирск: Наука. СО, 1979. С. 22–30.

Фракционная структура донных осадков желоба Святой Анны / Г. И. Иванов, Т. В. Пономаренко, А. А. Крылов, В. П. Шевченко, Е. Е. Мусатов // Океанология. 2000. Т. 40. № 2. С. 267–273.

Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 476 с.

Хаин В. Е., Соколов Б. А. Рифтогенез и нефтегазоносность: основные проблемы // Рифтогенез и нефтегазоносность. М.: Наука, 1993. С. 5–15.

Хаин В. Е. Нефтегазоносность и тектоника // Геология нефти и газа. 1998. № 10. С. 5–7.

Цыбуля Л. А., Левашкевич В. Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. 115 с.

Цыбуля Л. А., Левашкевич В. Г., Кременецкая Е. О. Тепловой поток и сейсмичность Баренцево-Беломорского региона // Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон. М., 1993. С. 27–32.

Цыганкова А. Е., Бердников С. В. Количественная оценка роли устьевых областей в перераспределении геохимической нагрузки на экосистемы шельфовых морей российской Арктики при поступлении соединений тяжелых металлов с речным стоком // Тез. докл. междунар. конф. «Современные проблемы океанологии шельфовых морей России». Ростов-на-Дону, 13–15 июня 2002 г. Мурманск, 2002. С. 262–265.

Чочиа Н. Г., Евдокимов С. П. Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири. Саранск: Изд-во Морд. ун-та, 1993. 248 с.

Шаров Н. В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 145 с.

Шаров В. И. О новой трехслойной сейсмической модели континентальной коры // Геотектоника. 1987. № 4. С. 19–30.

Шипелькевич Ю. В. Прогноз юрско-меловых обстановок осадконакопления в Южно-Баренцевской впадине по сейсмическим данным // Осадочный чехол Западно-Арктической мегаплатформы Мурманск: ИПП «Север», 1993. С. 131–139.

Шипилов Э. В., Тарасов Г. А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 306 с.

Штокмановско-Лузинский структурный порог Баренцевоморского шельфа – новый крупный нефтегазоносный район России / А. В. Борисов, И. А. Таныгин, В. С. Винниковский, И. А. Борисова // Геология нефти и газа. 1995. № 7. С. 10–15.

Шульгина Н. И., Михайлов Ю. А. Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений Земли Франца-Иосифа // Верхний палеозой и мезозой островов и побережья арктических морей СССР. Л.: НИИГА, 1979. С. 5–9.

Шустова Л. Е. Особенности строения земной коры основных тектонотипов Балтийского щита // Регион. геология и металлогения. СПб., 1997. № 6. С. 54–63.

Эволюция земной коры и проблемные вопросы тектоники и магматизма Новоземельского региона / Е. А. Кораго, Г. Н. Ковалева, Л. И. Павлов, В. В. Орго, Г. В. Труфанов, Ю. Д. Шульга // Актуальные проблемы региональной геологии Баренцево-Карского шельфа и прилегающей зоны: Тез. докл. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 32–33.

Юдахин Ф. Н., Киселев Г. П., Киселева И. М. Техногенные радиоактивные изотопы в морях Западной Арктики в период 1972–1996 гг. // Новая Земля. Кн. 2. Ч. 1. М.: РосНИИ культурного и природного наследия Севера, 1998. С. 270–276.

Юнов А. Ю. Цикличность седиментации и основные этапы формирования осадочного комплекса мегаплатформы // Осадочный чехол Западно-Арктической мегаплатформы. Мурманск: ИПП «Север», 1993. С. 68–81.

Юшкин Н. П., Давыдов В. П., Остащенко Б. А. Магматические образования центрального Пай-Хоя и их металлогеническое значение // Тр. Ин-та геологии РАН, Урал. отд. Коми науч. центр. Вып. 17. Сыктывкар, 1972. С. 3–34.

Юшкин Н. П., Тимонин Н. И., Фишман М. В. Рудные формации и проблемы металлогении Вайгач-Южно-Новоземельского антиклинория // Тр. Коми ФАН. Вып. 6. Препринт. Сыктывкар, 1975. 48 с.

Ярошенко А. А., Серов А. В. Геолого-геохимические условия и перспективы нефтегазоносности пермо-триасового комплекса Восточного Предкавказья // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Нефтегазовая геология – итоги XX века. М.: Изд-во МГУ, 2000. С. 376–379.

Яшин Д. С. Вещественно-генетические типы донных осадков арктических морей России // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 288–290.

Яшин Д. С. Голоценовый седиментогенез Арктических морей России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 3. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 57–67.

Яшин Д. С. Распределение углеводородных газов в донных осадках арктических морей России // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: Геос, 2002. С. 93–95.

Яшин Д. С., Мельницкий В. Е., Кириллов О. В. Строение и вещественный состав донных отложений Баренцева моря // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 101–115.

Яшин Д. С., Ким Б. И. Осадочные бассейны Чукотского шельфа // Отеч. геология. Тезисы. 1996. № 5. С. 61.

Яшин Д. С., Ким Б. И. Осадочные бассейны шельфа моря Лаптевых и критерии их нефтегазоносности // Геология морей и океанов: Тез. докл. 8-й Междунар. школы морской геологии. Т. 1. М., 1999. С. 81–82.

Яшин Д. С., Кошелева В. А. Особенности голоценового седиментогенеза морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // Науч. результаты экспедиции ЛАПЭК-93. СПб.: Гидрометеоздат, 1994. С. 257–265.

Arctic Oil and Gas Superbasin / I. S. Gramberg, Yu. N. Kulakov, Y. E. Pogrebinsky and D. S. Sorokov // Proceed. of 11th World Petroleum Congress. London, 1983. P. 93–99.

Avetisov G. P. Some aspects of lithospheric dynamics of Laptev Sea (Englisrtranslation) // Physics of the Solid Earth. 1993. V. 29. N 5. P. 402–412.

Baturin D., Vinogradov A. and Junov A. Tectonics and Hydrocarbon Potential of the Barents Megatrough // Bull. AAPG. 1991. V. 75. N 8. P. 1404.

Bottom biocoenoses of the Laptev sea and adjacent areas / B. I. Sirenko, V. V. Petryashov, E. Rachor and K. Hinz // Berichte zur Polarforschung 1995. N 176. P. 211–221.

Computer derived bathymetry maps in the Northern Eurasian Shelf. Abst. N 11 / E. Bocharova, E. Daniel, A. Zayonchek, S. Maschenkov // R. Macnab and G. Griukov. Arctic Bathymetry Workshop. St. Petersburg Russia, Sept. 8–19, 1997, GCS Open File 3569. Geological Survey of Canada, Dartmouth, NS.

Cook D. B., Fujita K., McMulle C. A. Present-day plate interactions in northeast Asia: North American Eurasian and Okhots plates // J. Geodynamics. 6. 1986. P. 33–51.

Cruise Report. Marine Seismic Measurements and Geoscientific Studies on the Shelf and Slope of the Laptev Sea & East Siberian Sea / Arctic with M. V. Academic Lazarev, I. B. Kaptain Dranitsin. 23. Aug.–October 1997 // Hannover, Germany, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 1997. P. 1–161, 2–52.

Deep seismic reflection data of EDGE US mid-Atlantic continental-margin experiment. Implication for Appalachian suture and Mesozoic rifting and magmatic underplating R. E. Sheridan, D. L. Musser, III, L. Glover, M. Talwani, J. Ewing, W. S. Holbrook, G. M. Purdy, R. Hawman, S. Smithson // Geology. 1993. V. 21. P. 563–567.

Deformation of continental lithosphere on the Laptev Sea shelf, Russian Arctic / K. Hinz, M. Block, G. Delisle, D. Franke, M. Kos'ko, S. Neben, C. Reichert, H. A. Roeser, S. Drachev // III Int. Conf. on Arctic Margins' ICAM III. Celle (Germany) 12–16 Oct. 1998. Abstracts. 1998. P. 84.

Drachev S. S. Laptev Sea: The NAD drill Sites // The Nansen Icebreaker (A newsletter from the Nansen Arctic Drilling Program). 1994. N 6. P. 1, 7–11.

Drachev S. S., Savostin L. A., Bruni I. E. Structural pattern and tectonic History of the Laptev Sea region // Reports on Polar Res. 1995. V. 176. P. 348–366.

Drachev S. S., Sekretov S. B. Seismic Stratigraphy and Structure of the East Siberian Sea Continental Margin along Indigirka Bay-Makarov Basin Section // 6th Zonenshain Conf. on Plate Tectonics. M.

February 15–16, 1998 & Europrobe Workshop on Uralides, M., Febr. 15–16, 1998. Programme & Abstracts. P. 65.

Dziewonski A. M., Chou T. A., Woodhouse J. H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // J. of Geoph. Res. 1981. V. 86. P. 2825–2852.

Enacheanu M. E. Structural setting and validation of direct hydrocarbon indicators for Amauligak oil field, Canadian Beaufort sea // The Amer. Assoc. of Petroleum Geologists Bull. 1990. V. 74. N 1. P. 41–59.

Endowments of Undiscovered Conventionally Recoverable Oil and Gas in the Alaska Federal Offshore // U.S. Minerals Management Servi. OCS Rep., MMS 96–0033, 1996. 17 p.

Franke D., Hinz K. End Bericht über die arbeiten der BGR zum project LAPSEIS: Untersuchungen zur Neotektonik in der Laptev-See, Ostsibirischen See und auf dem angrenzenden NE-Sibirischen Festland mit seismologischen Breitbanddaten // Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. 1999. 122 S.

Fujita K., Kos'min B. Seismicity of the American Arctic shelf and its relationship to tectonic features // Proc. Int. Conf. on Arctic margin. Anchorage, Alaska. 1992. P. 307–312.

Geology of Wrangel Island, between Chukchi and East Siberian Seas, Northeastern Russia / M. K. Kos'ko, M. P. Cecile, J. C. Harrison, V. G. Ganelin, N. V. Khandoshko and B. G. Lopatin // Geol. Surv. of Canada Bull. 461. 1993. 102 p.

Glebovsky V. Yu., Kieniewicz P. M., Maschenkov S. P. Geophysical Signatures of Basement Topography in the Eastern Barents and Kara Seas // SEG. 1997.

Gramberg I. S., Suprunenko O. I. Petroleum potential of offshore areas of Northern seas in the European part of Russia // Developing new reservoirs in Europe-Extended abstracts book. Joint EAEG/EAPG/EAGO Multidisciplinary Workshop 25–27 Sept. 1994. St. Petersburg, Russia. 1994. P. 74–75.

Grantz A., Clark D. L., Phillips R. L. & Srivastava S. P. Phanerozoic Stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada Basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia Basin, Arctic Ocean // GSA Bull. 1998. V. 110. N 6. P. 801–820.

Grantz A., May S. D., Hart P. E. Geology of the Continental Margin of Alaska // The Geology of North America, vol. L. The Arctic Ocean Region / Eds. A. Grantz, L. Johnson, J. F. Sweeny. The Geol. Soc. of America. 1990. P. 257–288.

Grantz A., Holmes M. L., Kososki B. A. Geologic Framework of the Alaskan Continental Terrace in the Chukchi and Beaufort Seas // Canada's Continental Margins and offshore Petroleum Exploration / Eds. C. I. Yorath, E. R. Parker, D. J. Glass. Can. Soc. of Petroleum Geologists, Memoir 4. Calgary, Alberta, Canada, 1975. P. 669–700.

Hameedi M. J., Robertson A. Occurrence of radionuclides in Arctic environment and biota // Arctic Nuclear Waste Assessment. Program. Summary. Arlington: ONR, 1996. P. 127–133.

Haq B. U., Hardenbal J., Vail P. R. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic // Sci. V. 235. 1987. P. 1156–1167.

Holmes M. Z., Creager J. S. Holocen history of the Laptev Sea continental shelf // Marine geology and oceanography of the Arctic Seas. Berlin, 1975. P. 211–229.

Ivanova N. M. Prospective Paleozoic reefs in the southern part of the Barents Sea Shelf // Petroleum Geosci. 1997. V. 3. P. 153–160.

Karasik A. M. Magnetic anomalies of the Gakkel Ridge and origin of the Eurasian subbasin of the Arctic Ocean // Geophys. Methods Project., Arctic. 1968. N 5. P. 8–19.

Kim B. I. and Verba V. V. The geological structure of the Laptev shelf and adjacent parts of the Euvrasian subbasin (in the context of planned drilling) // Berichte zur Polarforschung. 176. 1995. P. 383–387.

Kim B. I. Seismic zones of the Laptev margin plate and their continental and ocean projection // L. P. Zonenshain memorial conf. on plate tectonics. Program. and Abstracts. M., 1993. P. 78.

Kim B. I. Structural features and sedimentary cover thickness of the southern centraline closure of the Eurasian subbasin // 5th. Zonenshain conf. on plate tectonics. Program. and Abstracts. M., 1995. P. 74.

Kim B. I. The sedimentary cover thickness, structure and petroleum potential of the Laptev sea shelf // 6th. Zonenshain conf. on plate tectonics. Abstracts. M., 1998. P. 49–50.

Kim B. I., Griukov G. and Soloviev V. High Resolution Seismic Studies in the Laptev Sea Shelf: First Results and Future Needs // Land-Ocean System in the Siberian Arctic. Dynamics and History. 1999. P. 683–692.

Kiyko O. A., Pogrebov V. B. Long-term benthic population changes (1920–1930–present) in the Barents and Kara Seas // *Mar. Poll. Bull.* 1997-a. V. 35. N 7–12. P. 322–332.

Kiyko O. A., Pogrebov V. B. Persistent organic pollutant, trace metal and radionuclide concentrations in bottom organisms of the Barents Sea and adjacent areas // *Mar. Poll. Bull.* 1997b. V. 35. N 7–12. P. 340–344.

Kosheleva V. A., Yashin D. S. Structure and lithological composition of quaternary sediments of the Kara Sea // *Berichte zur Polarforschung*, 212, Bremerhaven. 1996. P. 51–57.

Kos'ko M. K. Geodynamic Settings in the Laptev Sea Region through Riphean, Paleozoic and Mesozoic times // III Int. Conf. on Arctic Margins ICAM III. Celle (Germany) 12–16 Oct. 1998. Abstracts. 1998. P. 102.

Kos'ko M. K., Lopatin B. C., Ganelin V. G. Major Geological Features of the Islands of East Siberian and Chukchi Seas and the Northern Coast of Chukotka // *Marine Geology*. 1990. N 93. P. 349–367.

Kos'ko M. K., Trufanov G. V., Piskarev A. L. Late Mesozoic to Tertiary Assemblages in the New Siberian Islands Area // 6th Zonenshain Conf. on Plate Tectonics. M. Febr. 15–16, 1998 & Europrobe Workshop on Uralides, 1998. Program. Abstracts. P. 71.

Kuo B. Y., Forsyth D. W. Gravity anomalies of the ridge transform system in the South Atlantic between 31 and 34.5°. Upwelling centers and variation in crustal thickness // *Mar. Geophys. Res.*, 1988. V. 10. P. 205–232.

Lubimova E. A., Polyak B. G. et al. Heat flow on the USSR territory catalogue of data // *Geophys. Committee Acad. Sci. USSR*. 1973. P. 387.

Main Structural elements of Eastern Russian Arctic Continental Margin Derived from Satellite Gravity and Multichannel Seismic Reflection Data / S. S. Drachev, G. L. Johnson, S. W. Laxon, D. C. McAdoo, H. Kassens // *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamics and History* / Eds. H. Kassens, H. A. Bauch, I. A. Dmitrenko, H. Eiken, H. W. Hubberten, M. Mells, J. Thiede, L. A. Timokhov. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg, 1999. P. 667–682.

Marine Geophysical investigations in the Laptev Sea and the Western Part of the East Siberian Sea / H. A. Roeser, M. Block, K. Hinz, C. Reichert // Kassens et al. (Ed.), *Reports on Polar Res.*, 1976. Alfred Wegener Int. for Polar Marine Res., Bremerhaven, Germany. P. 367–377.

Marine Science Atlas of the Beaufort Sea. Geology and Geophysics / Ed. by B. R. Pelletier. Miscellaneous Rep. N 40. Geol. Survey of Canada. 1987.

Mullen A. Mn/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // *Earth and Planet. Sci. Lett.* V. 62. 1983. P. 53–62.

New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin / W. Jokat, E. Weigelt, Y. Kristoffersen, R. Tasmussen, T. Schone // *Geophys. Int.* 1995. 122. P. 378–392.

New multichannel Seismic Results from East Siberian Sea: Indigirka Bay-Jeannette Island Profile / S. S. Drachev, L. A. Savostin, A. V. Elistratov, I. E. Bruni // 5th Zonenshain Conf. On Plate Tectonics. Program. and abstracts. 1995. P. 42–43.

Ostistiy B. K., Fedorovsky Y. F. Main results of oil and gas prospecting in the Barents and Kara Sea inspire optimism // *Arctic Geology and Petroleum Potential*. Norwegian Petroleum Soc. (NPF), Special Publ. N 2. Elsevier, Amsterdam, 1992. P. 243–255.

Parker R. L. A new method for modeling marine gravity and magnetic anomalies // *J. Geophys. Res.* 1974. V. 79. P. 2014–2016.

Petrova V. I., Kiyko O. A. PAH in the bottom sediments of the Laptev and East Siberia Seas // AMAP conference and workshop: Impacts of POPs and mercury on Arctic environments and humans. Abstracts. Tromso, 2002. P. 74.

Pogrebov V. B. Assessment of anthropogenic impact on biota and biological resources in the estuarine zones of the Russian Arctic // *Rep. Archives of Arctic and Antarctic Res. Institute*, St. Petersburg, 2001. 40 p.

Report on the joint visit of Canadian and Soviet Scientists to the Northeastern Soviet Union / M. P. Cecile, Yu. M. Bychkov, M. Eu. Gorodinsky, M. K. Kos'ko, F. S. Lane, O. N. Vinogradova // *Episodes*. 1991. V. 14. P. 125–130.

Seismic reflection profile of the Arctic ice station NP 28 from the Lomonosov ridge to the Yermak plateau / M. Y. Sorokin, Y. Y. Zamansky, A. Y. Langinen, H. Brekke, M. Sand, N. S. Scenes // III Int. Conf. on Arctic Margins. Abstracts. 1998. P. 175–176.

- Seismic structure of the US Mid-Atlantic continental margin.* W. S. Holbrook, G. M. Purdy, R. E. Sheridan, III, L. Glover, M. Talwani, J. Ewing, D. Hutchinson // *J. Geophys. Res.* 99. V. 99. B. 9. P.17871–17891.
- Sekretov S. B.* Northwestern Margin of East Siberian Sea: Structure, Sedimentary Basin Development and Hydrocarbon Possibilities // *III Int. Conf. on Arctic Margins ICAM III.* Celle (Germany) 12–16 Oct. 1998. Abstracts. 1998. P. 166.
- Smith W. H. F., Wessel P.* Gridding with Continuous Curvature Splines in Tension // *Geophysics.* V. 55. N 3. 1990. P. 293–305.
- Sorokin M.* Geophysical investigation on the ice supported by aircraft. Arctic Ridges: results and Planning // *Interridge Global Studies Working Group Workshop Rep.* Kiel, Germany, 15–17 Nov. 1994. 1997. P. 49–51.
- Structure and Geology of the Continental Shelf of the Laptev Sea /* S. S. Drachev, L. A. Savostin, V. G. Groshev, I. E. Bruni // *Tectonophysics.* 1998. V. 298. P. 357–393.
- Suprunenko O. I., Bro E. G.* Possible objectives for oil fields prospecting on the Barents-Kara shelf. // *Investors Association for the Development of Northwest Russia Prospect for oil and Gas Development-Progress in Scientific Res. and Exploration-Legal Regulation.* Seminar St. Petersburg, Russia, May. 1994. Oil Data Inc. Houston, 1994. P. 89–105.
- Talbot C., Koyi H., Clark J.* Multiphase halokinesis in the Nordkapp Basin // *Vorren. I. et al. (eds.) Arctic Geology and Petroleum Potential.* 1993. P. 205–216. Norwegian Petroleum Soc. (NPF), Special Publ. N 2. Elsevier, Amsterdam.
- Talwani M., Abreu V.* Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the US East Coast margin and conjugate South Atlantic margins // *Atlantic rifts and continental margins.* AGU Geophys. Monogr. 115. Washington. 2000. P. 211–234.
- Tectonic Basement of the Eurasian Arctic shelf: Age and some aspects of Evolution /* M. K. Kos'ko, M. P. Cecile, Eu. A. Korago, L. S. Lane, Eu. Eu. Musatov, A. L. Piskarev, O. I. Suprunenko, N. V. Ustinov, V. V. Verba // *III Int. Conf. on Arctic Margins ICAM III.* Celle (Germany) 12–16 Oct. 1998. Abstracts. 1998. P. 103.
- Tectonic Basement of the Eurasian Arctic shelf: Structural and Compositional Features /* M. K. Kos'ko, V. Yu. Glebovsky, Eu. A. Korago, S. P. Maschenkov, A. I. Piskarev, Yu. V. Shipelkevich, O. I. Suprunenko, V. V. Verba, A. V. Zayonchek // *III Int. Conf. on Arctic Margins ICAM III.* Celle (Germany) 12–16 Oct. 1998. Proc. VII.
- The Crustal Structure of the Laptev Sea and the western Part of the East Siberian Sea—Russian-German Cooperative Potential Field Studies /* A. L. Piskarev, H. A. Roeser, K. Hinz, M. K. Kos'ko // *Polarforschung* 69, 41–50, 1999 (erschienen 2001).
- The Triassic succession of Franz Josef Land. Stratigraphy and sedimentology of three wells from Alexandra, Hayes and Graham Bell Island. Geological aspects of Franz Josef Land and the Northernmost Barents Sea.—The northern Barents Sea Geotraverse /* H. Dypvik, A. Sokolov, T. Pöclina et al. // *Meddelelser.* N 151. Oslo. 1998. P. 50–82.
- Thurston, Dennis K., Theis Leslie A.* Geologic report for the Chukchi planning area, Alaska. Regional geology, petroleum geology and environmental geology. US Department of the Interior MMS, Alaska OSC Region. Anchorage, Alaska. 1987. 193 p.
- Tolson R. B.* Structure and Stratigraphy of the Hope Basin, Southern Chukchi Sea, Alaska // *Circum Pacific Council for Energy and Mineral Res., Earth Sci. Ser.* V. 6. Ch. 4. 1987. P. 59–71.
- Vernikovskiy V. A.* Neoproterozoic and Late Paleozoic Taimyr Orogenic and Ophiolitic Belts. North Asia: A Review and Models For Their Formation // *Proc. 30th Geol. Congr.* 1996. V. 7. P. 121–138.
- Vogt P. R., Avery O. E., Schneider E. D., Anderson C. N., Bracey D. R.* Discontinuities in sea-floor spreading // *Tectonophysics.* 1969. N 8. P. 285–317.
- Wager L. R., Deer W. A.* Geological investigations in East Greenland. P. 3. The Petrology of Skaergaard intrusion. Kangendlugssaug, east Greenland. Medd. Grønland, 1939. Bd. 105. N 4. 355 p.
- Werner S.* Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies // *Sveriges Geologiska Undersök.* ser. C.C.Ersbok 43. N:06. 1953.
- Yashin D. S., Kosheleva V. A.* Holocene Sediments of the East Arctic Seas // *Berichte zur Polarforschung. Reports on Polar Research. Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin.* N 212. 1996. P. 185–189.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	7
ВВЕДЕНИЕ	11

ГЕОДИНАМИКА И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА АРКТИЧЕСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ РОССИИ

СТРОЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА	15
Орографическое деление и общая характеристика рельефа дна. <i>А. Г. Зинченко</i>	—
Неотектоническая структура. <i>Е. Е. Мусатов</i>	26
Сейсмичность арктической материковой окраины России. <i>Г. П. Аветисов</i>	31
Тепловой поток. <i>Л. В. Подгорных</i>	43
Голоценовая литодинамика и седиментогенез. <i>Д. С. Яшин</i>	45
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ	53
Потенциальные поля. <i>С. П. Мащенко, Е. Г. Астафурова, В. Ю. Глебовский, А. Л. Пискарев-Васильев, А. В. Зайончек, М. С. Корнева</i>	53
Плотностная расслоенность земной коры. <i>А. Л. Пискарев-Васильев</i>	88
Скоростная расслоенность коры и мантии по данным глубинных сейсмических исследований. <i>А. Д. Навленкин, В. А. Поселов</i>	100
ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ. <i>Ю. Е. Погребницкий</i>	112

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ

БАРЕНЦЕВО-СЕВЕРОКАРСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ БАССЕЙН	119
Геология островных поднятий	—
Архипелаг Новая Земля и о. Вайгач. <i>Е. А. Кораго</i>	120
Архипелаг Земля Франца-Иосифа. <i>И. В. Школа</i>	138
Острова Известий ЦИК. <i>Ю. Е. Погребницкий</i>	152
Архипелаг Северная Земля. <i>В. Г. Кузьмин</i>	—
Геологическое строение и история развития области прогибания. <i>О. И. Супруненко, Е. А. Кораго, К. Г. Вискунова</i>	161
Нефтегазоносность Баренцево-Северокарского бассейна. <i>О. И. Супруненко</i>	190
Рудные и нерудные полезные ископаемые островных поднятий	213
Архипелаг Новая Земля и о. Вайгач. <i>А. П. Каленич, Ю. П. Семенов</i>	—
Архипелаг Земля Франца-Иосифа. <i>Н. К. Евдокимова, Е. М. Макарьева, И. В. Школа</i>	227
Малые внутривоскресные острова. <i>В. Д. Дибнер</i>	233
Архипелаг Северная Земля. <i>В. Г. Кузьмин, Д. В. Лазуркин, В. И. Ушаков</i>	—

ЮЖНО-КАРСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ БАСЕЙН	252
Геологическое строение и история развития бассейна. <i>О. Н. Супруненко, Е. Е. Мусатов</i>	—
Нефтегазоносность Южно-Карского бассейна. <i>О. Н. Супруненко, Д. В. Лазуркин</i>	269
ЛАПТЕВСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ БАСЕЙН	274
Геологическое строение и история развития бассейна. <i>В. Л. Иванов, Б. П. Ким, М. К. Косько, Н. М. Иванова</i>	—
Перспективы нефтегазоносности Лаптевского бассейна. <i>В. Л. Иванов</i>	311
Рудные и нерудные полезные ископаемые	320
Архипелаг Новосибирские острова. <i>А. М. Иванова, В. П. Ушаков, В. Ф. Непомнящий, А. Н. Смирнов</i>	—
Россыпная минерализация прибрежно-шельфовых зон. <i>А. М. Иванова</i>	337
ВОСТОЧНОСИБИРСКО-ЧУКОТСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ БАСЕЙН	339
Геологическое строение и история развития бассейна. <i>М. К. Косько, Б. П. Ким, Е. А. Корсаков, А. А. Пискарев-Васильев</i>	341
Перспективы нефтегазоносности Восточносибирско-Чукотского бассейна. <i>О. Н. Супруненко, Д. В. Лазуркин</i>	374
Рудные и нерудные полезные ископаемые	382
Остров Врангеля. <i>В. В. Авдюничев</i>	—
Россыпная минерализация прибрежно-шельфовых зон. <i>А. М. Иванова</i>	384

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЭКОЛОГИИ И ОСВОЕНИЯ НЕДР ШЕЛЬФА

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ НА ШЕЛЬФЕ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ.	
<i>И. А. Андреева, А. Г. Зинченко, А. Ю. Опекунов, Б. Г. Ванштейн, О. А. Кийко, В. И. Петрова</i>	387
Методические подходы к оценке экологического состояния	—
Геоэкологическая характеристика морских геосистем	393
Геоэкологическое районирование Арктического шельфа России	405
Оценка устойчивости арктических морей России	407
ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ НЕДР ШЕЛЬФА АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ. <i>В. Л. Иванов.</i>	
<i>О. Н. Супруненко, А. Н. Евдокимов, А. П. Ушаков</i>	411
Углеводородные ресурсы	412
Твердые полезные ископаемые	417
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	420
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ	
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН РОССИИ. <i>П. С. Грамберг, А. М. Иванова, В. П. Ушаков</i>	423
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	443

CONTENTS

PREFACE	7
INTRODUCTION	11
GEODYNAMICS AND GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE ARCTIC CONTINENTAL MARGIN OF RUSSIA	
SURFICIAL STRUCTURE AND MODERN GEODYNAMICS	15
Orographic division and general characteristic of seafloor topography. <i>A. G. Zinchenko</i>	—
Neotectonic structure. <i>Ye. Ye. Musatov</i>	26
Seismicity of the Russia Arctic continental margin. <i>G. P. Ivetsov</i>	31
Heat flow. <i>L. V. Podgornykh</i>	43
Holocene lithodynamics and sedimentogenesis. <i>D. S. Yashin</i>	45
GEOPHYSICAL PARAMETERS AND DEEP STRUCTURE OF LITHOSPHERE	53
Potential fields. <i>S. P. Maschenkov, Ye. G. Astafurova, V. Yu. Glebovsky, A. L. Piskarev-Vasil'yev, A. V. Zaionchek, M. S. Korneva</i>	53
Density delamination of the earth's crust. <i>A. L. Piskarev-Vasil'yev</i>	88
Velocity delamination of the crust and mantle as inferred from deep seismic survey. <i>A. D. Pavlenkin, V. I. Poselov</i>	100
GEODYNAMIC ZONATION. <i>Yu. Ye. Pogrebitsky</i>	112
GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES OF SEDIMENTARY BASINS	
BARENTS-NORTH-KARA SEDIMENTARY BASIN	119
Geology of insular uplifts	—
Novaya Zemlya Archipelago and Vaigach Island. <i>Ye. A. Korago</i>	120
Franz Jozef Land Archipelago. <i>I. V. Shkola</i>	138
Izvestiya TSIK Islands. <i>Yu. Ye. Pogrebitsky</i>	152
Severnaya Zemlya Archipelago. <i>V. G. Kuzmin</i>	—
Geological structure and development history of the downwarping area. <i>O. I. Suprunenko, Ye. A. Korago, K. G. Viskunova</i>	161
Petroleum potential of the Barents-North-Kara Basin. <i>O. I. Suprunenko</i>	180
Ore and non-ore mineral resources of insular uplifts	213
Novaya Zemlya Archipelago and Vaigach Island. <i>A. P. Kalenich, Yu. P. Semenov</i>	—
Franz Jozef Land Archipelago. <i>N. K. Yevdokimova, Ye. M. Makar'yeva, I. V. Shkola</i>	227
Small intrabasin islands. <i>V. D. Dibner</i>	233
Severnaya Zemlya Archipelago. <i>V. G. Kuzmin, D. V. Lazurkin, V. I. Ushakov</i>	233
SOUTH-KARA SEDIMENTARY BASIN	252
Geological structure and development history of the basin. <i>O. I. Suprunenko, Ye. Ye. Musatov</i>	—
Petroleum potential of the South-Kara Basin. <i>O. I. Suprunenko, D. V. Lazurkin</i>	269

LAPTEV SEDIMENTARY BASIN	274
Geological structure and development history of the basin. <i>V. L. Ivanov, B. I. Kim, M. K. Kos'ko, N. M. Ivanova</i>	—
Petroleum potential of the Laptev Basin. <i>V. L. Ivanov</i>	311
Ore and non-ore mineral resources	320
New Siberian Islands Archipelago. <i>A. M. Ivanova, V. I. Ushakov, I. F. Nepomiluyev, A. N. Smirnov</i>	320
Placer minerageny of coastal shelf zones. <i>I. M. Ivanova</i>	337
EAST SIBERIAN-CHUCKCHI SEDIMENTARY BASIN	339
Geological structure and development history of the basin. <i>M. K. Kos'ko, B. I. Kim, Ye. A. Korago, A. L. Piskarev-Vasil'yev</i>	341
Petroleum potential of the East Siberian-Chuckchi Basin. <i>O. I. Suprunenko, D. I. Lazurkin</i>	374
Ore and non-ore mineral resources	382
Wrangel Island. <i>I. V. Avdyunichev</i>	—
Placer minerageny of coastal shelf zones. <i>A. M. Ivanova</i>	384
THE PROBLEMS OF GEOECOLOGY AND EXPLORATION OF THE SHELF INTERIORS	
GEOECOLOGICAL ENVIRONMENTS WITHIN THE SHELF OF ARCTIC SEAS.	
<i>I. A. Andreeva, A. G. Zinchenko, A. Yu. Opekunov, B. G. Vanshtein, O. A. Kiiko, V. I. Petrova</i>	387
Methodical approaches to assesment of environment	—
Geological-environmental characterization of marine systems	393
Geological-environmental provinces of the Russian Arctic shelf	405
Evaluation of ecological sustainability of the Russian Arctic seas	407
PROSPECTS OF EXPLORING THE SHELF INTERIORS OF ARCTIC SEAS. <i>V. I. Ivanov</i>.	
<i>O. I. Suprunenko, A. N. Yevdokimov, V. I. Ushakov</i>	411
Hydrocarbons	412
Hard minerals	417
CONCLUSION	420
COMPARATIVE GEOLOGY AND MINERAGENCY OF SEDIMENTARY BASINS WITHIN RUSSIA CONTINENTAL MARGINS. <i>I. S. Gramberg, A. M. Ivanova, V. I. Ushakov</i>	
.....	423
REFERENCES	443

Геология и полезные ископаемые России (в шести томах)

Том 5

Арктические и дальневосточные моря

Книга 1

Арктические моря

Редактор *В. И. Гинцбург*

Технический редактор *Д. Г. Воробьева*

Корректор *Т. Ф. Зайкова*

Верстка *Н. А. Леонтьева*

Подписано в печать 2.09.04. Формат 70х100/16. Печать офсетная. Печ. л. 29,25 + 9 вкл.
Усл.-печ. л. 36,5. Уч.-изд. л. 42,0. Тираж 800 экз. Заказ 7691. Цена договорная.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)

199106, Санкт-Петербург Средний пр., 74

Тел./факс 328-90-47

Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

199178, Санкт-Петербург Средний пр., 72

Тел. 328-91-90, факс 321-81-53